



TITLE:

地盤工学の立場からみた風化残積土に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

末岡, 徹

CITATION:

末岡, 徹. 地盤工学の立場からみた風化残積土に関する研究. 京都大学, 1990, 工学博士

ISSUE DATE:

1990-01-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.r7073>

RIGHT:

地盤工学の立場からみた風化残積土
に関する研究

平成元年5月

末岡 徹

地盤工学の立場からみた風化残積土
に関する研究

平成元年5月

末岡 徹

地盤工学の立場からみた風化残積土に関する研究
(Geotechnical Engineering Study on Weathered Residual Soils)

目 次

1. 序 論	1
1. 1 研究の背景	1
1. 2 風化残積土とその地盤工学的問題点	3
1.2.1 風化残積土の定義	3
1.2.2 世界における風化残積土の分布	3
1.2.3 風化残積土の地盤工学的問題点	6
1. 3 本研究の内容	9
1.3.1 本研究の目的	9
1.3.2 本研究の全体にわたる研究手法	9
1.3.3 本論文の構成	10
参考文献	14
2. 風化および風化生成物	15
2. 1 風化の一般的概念	15
2. 2 風化過程	18
2. 3 風化に影響する因子	20
2.3.1 気 候	20
2.3.2 母 岩	25
2.3.3 生物の影響	28
2.3.4 時 間	28
2. 4 風化生成物としてのDuricrusts	31
2.4.1 はじめに	31
2.4.2 風化硬盤の定義	31
2.4.3 風化硬盤の種類	33

2. 5	ラテライトおよびラテライト性土	43
2.5.1	はじめに	43
2.5.2	過去におけるラテライトの定義	44
2.5.3	ラテライトの分類	51
2.5.4	ラテライトの形態的特徴	53
2.5.5	ラテライトの断面	56
2.5.6	ラテライトの起源	58
2. 6	結 論	64
	参考文献	66
3.	風化残積土の風化特性と物理的性質	70
3. 1	風化特性と物理的性質に関する研究の意義	70
3. 2	調査地点の地盤環境	72
3.2.1	調査地点と調査項目	72
3.2.2	ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土	75
3.2.3	オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土	81
3.2.4	日本・鳥取市のまさ土	85
3.2.5	まとめ	89
3. 3	風化残積土の物理的性質	90
3.3.1	ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土	90
3.3.2	オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土	98
3.3.3	日本・鳥取市のまさ土	101
3.3.4	まとめ	104
3. 4	結 論	106
	参考文献	108
4.	風化残積土の鉱物化学的性質	110
4. 1	鉱物化学試験の意義	110
4. 2	鉱物化学試験の種類と方法	112

4.2.1	鉍物化学試験の種類	112
4.2.2	鉍物化学試験の方法	112
4.3	風化残積土の鉍物化学試験	118
4.3.1	試験に使用した風化残積土試料	118
4.3.2	ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土	120
4.3.3	オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土	135
4.3.4	日本・鳥取市の風化残積土	146
4.3.5	その他の地域の風化残積土	152
4.3.6	考 察	156
4.3.7	まとめ	161
4.4	脱鉄処理による風化残積土の特性変化	163
4.4.1	脱鉄処理の方法と意義	163
4.4.2	粒度分布の変化	167
4.4.3	液性・塑性限界の変化	170
4.4.4	塩基交換容量 (CEC) の変化	171
4.4.5	X線回折結果の変化	172
4.4.6	微視的構造のモデル化	172
4.4.7	まとめ	179
4.5	結 論	180
	参考文献	182
5.	風化残積土の工学的土層分類	183
5.1	風化残積土地盤の工学的土層分類の意義	183
5.2	風化岩の風化度判定法と岩盤分類	185
5.2.1	形態的方法	185
5.2.2	物理的方法	194
5.2.3	鉍物学的方法	195
5.2.4	化学的方法	196
5.2.5	風化度判定法の適用範囲	199

5. 3	ナイジェリア・カドナ地方における風化残積土の工学的土層分類	201
5.3.1	風化残積土の土層分類に関する従来の研究	201
5.3.2	カドナ地方における風化残積土の統計的性質	209
5.3.3	カドナ地方における風化残積土の土層分類	214
5. 4	結 論	216
	参考文献	217
6.	花崗岩質風化残積土の化学的風化特性と風化指標	221
6. 1	風化残積土の化学的風化とその研究の意義	221
6. 2	風化残積土の化学分析	224
6.2.1	試験箇所と使用データ	224
6.2.2	試験方法	226
6.2.3	試験結果	232
6.2.4	まとめ	239
6. 3	風化残積土の化学的風化特性	240
6.3.1	異なる気候区における化学的風化傾向	240
6.3.2	新しい風化指標 (C W I) の提案	247
6.3.3	まとめ	267
6. 4	新しい風化指標 (C W I) に基づく土の工学的分類	269
6.4.1	新しい風化指標に基づく風化残積土の工学的分類の意義	269
6.4.2	C W I に基づく風化残積土の工学的分類	269
6.4.3	まとめ	273
6. 5	結 論	274
	参考文献	276
7.	風化残積土における地盤工学の適用	278
7. 1	はじめに	278
7. 2	ラテライト性土の締め固め特性と路盤材としての利用	281
7.2.1	ラテライト性土の締め固め特性	281

7.2.2	路盤材の仕様変更とラテライト性土の利用	291
7.2.3	タンク基礎としてのラテライト性土の利用	298
7.2.4	ラテライト性土の締め固め管理	299
7.2.5	まとめ	300
7. 3	基礎地盤としてのラテライト性土	301
7.3.1	乱さないラテライト性土の地盤工学的性質	301
7.3.2	タンク基礎の仕様と施工管理方法	311
7.3.3	タンク沈下量の計測結果と考察	312
7. 4	ラテライト性土の地盤改良	316
7.4.1	地盤改良の目的	316
7.4.2	室内配合試験と現場施工	316
7.4.3	まとめ	319
7. 5	結 論	320
	参考文献	322
8. 結 論		324

1. 序 論

1. 1 研究の背景

風化残積土という用語は、weathered residual soilsあるいは単にresidual soilsの和訳であり、沖積土や洪積土に代表される水による運搬作用や選択作用を受けた土である運積土(Transported soils)と対比して、岩石が風化し、その場所に残留した土を表わす総称である。

日本においては、昭和30年代や40年代の経済の高度成長期において、東京、大阪、名古屋といった沖積平野部や臨海埋め立て地の開発が国の経済成長の基礎になったため、どちらかという、沖積の軟弱地盤に代表される土質が土質工学上の対象になることが多かったが、昭和40年代の後半からは、土地利用の少なかった内陸部に高速道路や新幹線が整備され出したため、内陸部に多い風化残積土の工学的性質を研究することも非常に重要な地盤工学上の分野になってきた。

従来、日本においては、「花崗岩質岩石(花崗岩、花崗セン緑岩など)の結晶性深成岩及びこれと同質の片麻岩が風化してその場所に残留している残積土(Residual soil)、及びこれからもたらされた崩積土(崖錐)などである¹⁾」まさ土が風化残積土として良く知られている。しかしながら日本の国民総生産(GNP)が全世界の1割以上を占めるようになり、日本社会の国際化とともに、地盤工学者(Geotechnical Engineer)が日本の風化残積土ばかりでなく、熱帯、亜熱帯地域に広く分布するいわゆるラテライト(Laterite)やラテライト性土(Lateritic soil)まで取り扱うようになると、日本だけの地盤工学的問題としてだけでなく、広く、全地球的視野に立った風化残積土の扱いが必要になったきた。すなわちまさ土は、従来、ダムのコア材、盛土材、あるいはセメントと混合して、ソイルセメント路盤として利用されたり、また、まさ土地帯では、地すべり斜面崩壊等の土砂災害が多く報告されているが、これらの工学的問題は、いまや熱帯、亜熱帯地域の風化残積土を含めて、全地球的スケールで共通に扱うべき、問題となってきた。

例えば、最近、1982年1月アメリカ合衆国ハワイにおいて、ASCE(アメリカ合衆国土木学会)主催で「Engineering and Construction in Tropical and Residual Soils」(熱帯および風化残積土における建設とエンジニアリング)と題する国際会議やISSMFE(国際土質基礎工学会)主催で、1985年2月ブラジルの

首都ブラジリアで「First International Conference on Geomechanics in Tropical lateritic and Saprolitic Soils」（第1回国際熱帯ラテライトおよびサプロライト性土に関する地質工学会議）が開催された²⁾のはもちろん、1988年8月、中華人民共和国の北京で「International Conference on Regional Soils」や、1988年12月シンガポールで「Second International Conference on Tropical Soils」が開かれており³⁾、急激にこの方面の土が地盤工学上の重要な研究対象となってきた。

もちろん1つには、熱帯・亜熱帯地域に多い発展途上国の諸問題が、いまや環境問題も含めて、1ヵ国だけの問題ばかりでなく、全地球的視野に立った解決が求められてきているからであるが、他方、ODA（政府海外援助）やOECD（海外経済協力基金）等の日本の海外援助のより有効な資金の運用方法も求められてきているのも事実である。

本研究は、このような社会情勢の下で、ナイジェリアの石油製油所建設という国際プロジェクトにおけるラテライトおよびラテライト性土等の風化残積土に関する地盤工学的問題を扱うとともに、日本、ブラジル、フィリピン、タイ、インド、インドネシア等の温帯および熱帯地域におけるまさ土、ラテライト、ラテライト性土といった花崗岩系を中心とした風化残積土の土質調査結果も踏まえて、風化残積土を総合的に考察したものである。すなわち、風化の程度（Degree of weathering）を異なる気候区における花崗岩風化の1つの共通指標と考え、共通の土俵の上に各地域の花崗岩質風化残積土を地盤工学的利用方法を含めて、物理的、力学的、鉱物化学的な手法を利用して研究し、さらにそれらの知見を実際の建設やエンジニアリングの場で適用した。

1. 2 風化残積土とその地盤工学的問題点

1.2.1 風化残積土の定義

風化残積土は、母岩である岩石が物理・化学的な風化作用を受け変質し、その場所に残留した土を指し、運積土と対比させられることは、1. 1で述べたとうりである。

風化残積土が岩石の風化生成物であるところから、その性質は母岩の地質的特性や風化程度に大きく依存し、軟岩に近いものから、土壌となったもの、さらには、ラテライトのように、再固結したものまで含む可能性がある。そういう意味で風化残積土の定義は、世界的に厳密なものとはなっておらず、表-1.1に示すように各国によって、その定義はバラバラなのが現状である⁴⁾。

本研究では、一応これ以後、風化残積土という用語は、

- ① 試料をハンマーで打った場合、粒状に破壊するという物理的な意味で風化岩でなく土であり
- ② 崩積土 (Colluvial Soil) は含まず
- ③ ボーキサイトやラテライトのような風化最終生成物まで含めて
現地残留土を風化残積土と定義し使用することにする。

1.2.2 世界における風化残積土の分布

土質工学の分野では、工学的に問題の多い土を特殊土あるいは、不良土と呼び英語ではRegional SoilsやProblem Soils の用語を使うことが多いが、アメリカ土木学会 (A S C E) は、Problem Soils として、レス、有機質土、膨張性土、花崗岩質風化残積土等16の土質を挙げている⁵⁾。一方 日本では、例えば、「日本の特殊土」には

- 1) 火山灰質粘性土
- 2) まさ土
- 3) 泥岩
- 4) シラス
- 5) 液状化しやすい砂
- 6) 泥岩および山砂

表-1.1.1 風化残積土の定義に関するアンケート⁴⁾

	母 岩 は		風 化 の 程 度 は			運 積 土	
	全ての種類か？	形成時期は全ての時代か？	完全 初期構造は完全に 壊れているか？	完全 初期構造はインタ クトか？	十分に構造はインタ クトか？ 土成分>50%	崩積土も含むか？	他も含むか？
オーストラリア	○	?	?	○	○	○	○
ブラジル	×	○	○?	×	×	×	×
中国	○	○	?	○	○	?	×
西ドイツ	○	○	?	○	?	×	×
ガーナ	○	○	?	○	○	?	?
ホンコン	○	○	○	○	○	○	×
インド	○	○?	?	○	○	×	×
日本	○	○?	?	×	○?	○	?
マレーシア	○	○	○	○	○?	×	×
ニューージーランド	○	○	○	○	○	○?	?
ナイジェリア	○	○	○	○	○	○?	○
パキスタン	○	×	×	○	○?	×	×
フィリピン	○	○	×	○	○	○	×
シンガポール	○	○	○	○?	○	?	×
南アフリカ	○	○	○?	○	○	?	○
スリランカ	○	○	○	○	○	○	×
イギリス	○	○	○	○	○	×	×
アメリカ合衆国	○	○	○?	○	○	×	×

○…Yes ×…No. ?…どちらとも言えない

があげられているが、両者に共通するのは、有機質土と花崗岩質風化残積土であり、風化残積土、特に、花崗岩系のものは、工学上問題の多い土質ということになっている。

日本における花崗岩質な岩体の分布を示すと図-1.1のとうりとなる。国土面積の13パーセント強を占め、一種類の岩種では最大の面積と考えられる。全国各地に分布するが、規模の大きい岩盤としては、中国地方に広く分布する広島型花崗岩のように、白亜紀のものが圧倒的に多い⁶⁾。これらの花崗岩地帯では、まさ土と呼ばれる風化残積土が発達しているが、どちらかという、関東地方より西の、中国、近畿地方に特に多い。

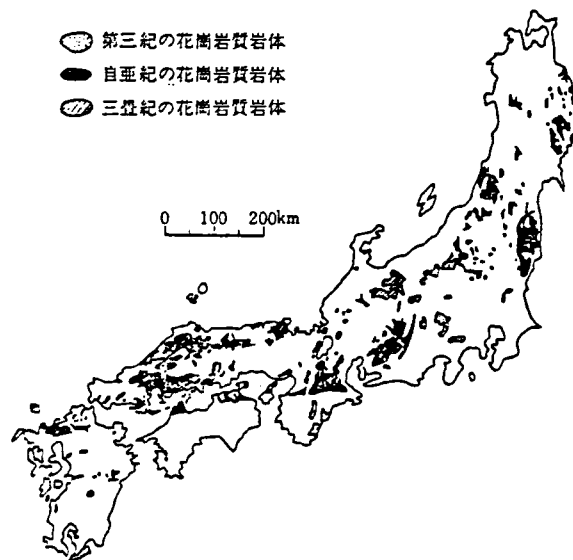


図-1.1 我が国の花崗岩質岩体の分布（都城による）

一方、世界における風化残積土の詳しい情報は、集まっていないが、表-1.1に示した国々においては国土の20～80パーセントで風化残積土が存在しており、特に熱帯地方に位置する国々は、その割合が多い。この理由は、中緯度以北の国々では、たとえ、風化残積土が存在していたとしても、氷河期の氷河の活動により、風化残積土が削りとられた可能性が強いためと考えられる。そこで、熱帯、亜熱帯地方の典型的な風化残積土であるラテライトおよびラテライト性土の分布を示すと図-1.2のとうりとなる。

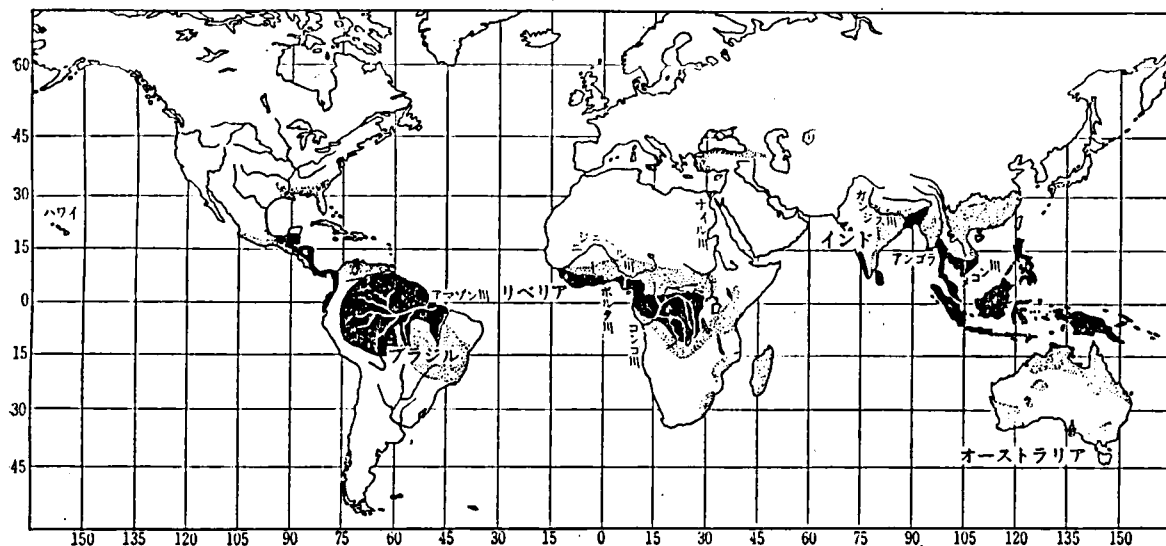


図-1.2 ラテライト質土（濃影の部分）及びラテライト（薄影の部分）の分布⁷⁾

1.2.3 風化残積土の地盤工学的問題

まさ土やラテライト性土を含めた風化残積土には、いろいろな工学的問題点があるが、整理したものを列举すると以下になる。

① 風化土層断面の工学的分類

風化残積土地盤は、沖積土や洪積土のような運積土と異なり、水による粒子選択作用を受けていないため土層分類が明確でない。しかし、風化残積土を工学的に取り扱おうとするとどうしても分類が必要であり、工学的分類指標を含めて土質工学、応用地質、地質学、地形学等を利用した総合的検討が必要である。

② 風化残積土に関する用語の定義

風化残積土は、地域毎の特徴があり（Regional soil と呼ばれるゆえんでもある）、花崗岩質のものはまさ土やgrusとも呼ばれ、また風化のあまり進んでいない残積土はサブロライトと呼ばれ、風化の進んだ熱帯地方のものはラテライト、ラテライト性土等と呼ばれ、場所毎に呼び方が異なり、定義もあいまいなところがある。これらの土質用語の定義が必要になってきている。

③ サンプルング方法

風化残積土のうち、特に、風化が比較的少ないものは、日本のまさ土のように、粒状になっているものが多く、室内試験に際して、乱さない試料を取るためのサンプルング方法が問題となる。ブロックサンプルング、クギ打ち法、気泡ボーリング等の手法が提案されているが、本格的な検討は今後にかかされている。

④ 不均質性の評価

風化残積土は、母岩である岩石が風化して形成されたため、母岩に含まれていた亀裂や節理が残っていることが多く、また風化の程度も不均一で地盤全体として、強度の不均質の程度が大きい。このように不均質性（Heterogeneity）の定量的な評価法が重要と思われる。

⑤ 不飽和強度の評価

風化残積土は、地下水面上にある部分が多く、一般には、不飽和状態の場合が多い。このため、風化残積土の強度の一部分は、土のサクションが分担しており、降雨によりサクション圧が低下すると、見かけ上、強度が低下することになる。斜面の安定等を検討する際には、この不飽和状態の風化残積土の強度評価が問題となる。

⑥ 物理試験の準備方法の検討

ラテライト性土や特に、火山灰質のラテライト性土では、試料の準備状態の違い（自然乾燥やオープン乾燥等）により、液性限界，塑性限界，粒度分布，比重等の物理試験結果が異なることがあり、標準的な試験法の確立が望まれている。

⑦ 風化残積土斜面の安定問題

風化残積土斜面は、大量の降雨により、崩壊することが多く、土砂災害の代表的土質となっている。この斜面安定を評価する技術や研究は、かなり行われているが、いまだ十分とはいえない。特に、降雨と風化残積土地盤の強度関係の評価が大切だと考えられている。

⑧ 風化残積土の工学的利用法

まさ土やラテライトおよびラテライト性土は、セメントを混合して、ソイルセメントとして路盤材として利用されることがあるが、クラック発生等、未解決の問題も多い。また、発展途上国の住宅にLow cost houseとして、ラテライトおよびラテライト性土が使用可能という考えもあり、今後の研究が必要である。

⑨ 熱帯土に関する研究の不足

日本においては、まさ土の研究に見られるように、風化残積土に関する地盤工学的研究は、かなり行われてきているが、熱帯・亜熱帯地方に広く分布するラテ

ライトおよびラテライト性土に関する地盤工学的研究は、日本でほとんど行われておらず、この方面の知識、情報が極端に不足している。

⑩ 風化に伴う風化残積土のマクロ、ミクロ構造の変化

花崗岩等の岩石が風化を受け、風化残積土そして、ラテライト等の風化残留物となる過程で、その内部構造は、大きく変化していると思われ、地盤全体としての構造、強度も変化している。これらのミクロ、マクロの構造変化を調べることは、風化に伴う地盤の強度変化と結びつく訳であるから この方面の研究も重要である。

1. 3 本研究の内容

1.3.1 本研究の目的

日本においては、まさ土に関する研究に見られるように、風化残積土に関する土質工学的研究はここ15～20年の間に、かなりの成果が得られてきた。

ところが、熱帯および亜熱帯地域に広く分布する風化残積土であるラテライトおよびラテライト性土に関する地盤工学的研究は、現在まで十分に行われているとは言えず、熱帯および亜熱帯地域に多く位置している発展途上国における最近の人口の急激な増加や食料不足、都市環境を改善するためのインフラストラクチャーの整備等のため、土木工学、地盤工学の果たす役割は非常に大きなものとなりつつある。

しかしながら、日本が温帯地域に属しているため、あるいは、歴史的に欧米諸国と異なり、熱帯・亜熱帯地域に植民地を長く持ったことがないため、この地域の風化残積土（ラテライトおよびラテライト性土）に関する地盤工学的研究は皆無といって良い程、行われていない。

本研究は、このような状況の中で、日本におけるまさ土についての研究をもう少し広げ、全地球的スケールで花崗岩の風化をとらえ、花崗岩起源のラテライト、ラテライト性土、まさ土に対し、地盤工学、地質学、応用地質学、地形学的な手法も利用しながら総合的に風化残積土に関する研究を行おうとしたものである。

すなわち、風化残積土は、岩石の風化作用の結果、生成されたものであり、物理的、鉱物化学的、力学的あるいは、地形学的、地質学的といった種々の手法を総合的に使ってはじめて、風化残積土の全体像をとらえることができると考えたためである。

1.3.2 本研究の全体にわたる研究手法

風化残積土についての地盤工学的研究の必要から、実際の風化残積土地盤を対象としたフィールドワークおよび室内実験によらざるえない。ここで本研究の全体にわたる研究の方法として、対象とした地盤、用いた試料ならびに原位置試験、室内試験手法を明らかにしておきたい。

本研究で主に対象とした地盤は、ナイジェリアのカドナ地方における花崗岩質風化残積土地盤（ラテライトおよびラテライト性土を含む）、オーストラリア・西オーストラリア州ダーリングレンジ付近の花崗岩質風化残積土地盤（ボーキサイト鉱床を含む）、日本国・鳥取市付近の花崗岩質風化残積土（まさ土）である。その他タイ国・

カンパオソク付近の石灰岩起源のラテライト性土，ナイジェリア・エヌグ地方の泥岩起源のラテライト性土，インドネシア・バタム島の花崗岩起源のラテライト性土，フィリピンのラテライト，日本沖縄の泥岩起源のラテライト性土（国頭まあじ），九州・小倉の花崗岩起源の古赤色土，新潟県・三国川ダムの花崗岩質風化残積土（まさ土）のデータも使用している。

ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土地盤においては、まず、標準貫入試験，平板載荷試験，現場C B R試験を含む原位置試験を行うとともに、サンプリングした試料に対し、種々の物理，力学試験を実施した。鉱物化学的試験としては、オーストラリア・ダーリングレンジ付近の試料や鳥取市のまさ土試料と合わせて、X線回折による粘土鉱物の同定，電子顕微鏡による風化残積土の微視的構造の解明を行なった。また脱鉄処理を施すことにより、熱帯地域に分布する鉄分の多い風化残積土中の鉄成分の役割を調べるとともに、全ての風化残積土試料に対し化学分析を行うことにより、風化に伴う、化学成分の変化を調べ、風化度合の指標を提案した。

実際の建設工事に対しての適用に関しては、ナイジェリア・カドナ地方における石油精油所建設に伴うラテライト性土の締め固め特性，路盤材やタンクパッドとしてのラテライト性土の利用を種々の室内，原位置試験や実際の施工をとうして確認，実施した。

1.3.3 本論文の構成

序論をしめくくるにあたって、第1章から第8章にいたる本論文の論述の過程を明らかにして、著書の論旨があらかじめ理解されやすいようにつとめたい。なお、本論文の構成を流れ図に示したのが図-1.3である。図中の数字は検討している章・節名を表わしている。

まず第1章においては、風化残積土研究のための工学的背景を明らかにし、取り扱う風化残積土の定義・分布，風化残積土をめぐる問題点を整理した。さらにこれらの問題点を解決するための方策として、物理的，鉱物化学的といった手法の重要性を述べている。

第2章では、岩石の風化過程の一般的概念について説明し、風化生成物として、まさ土等の風化残積土ばかりでなく、大陸には、風化硬盤と呼ばれる種々の風化生成物

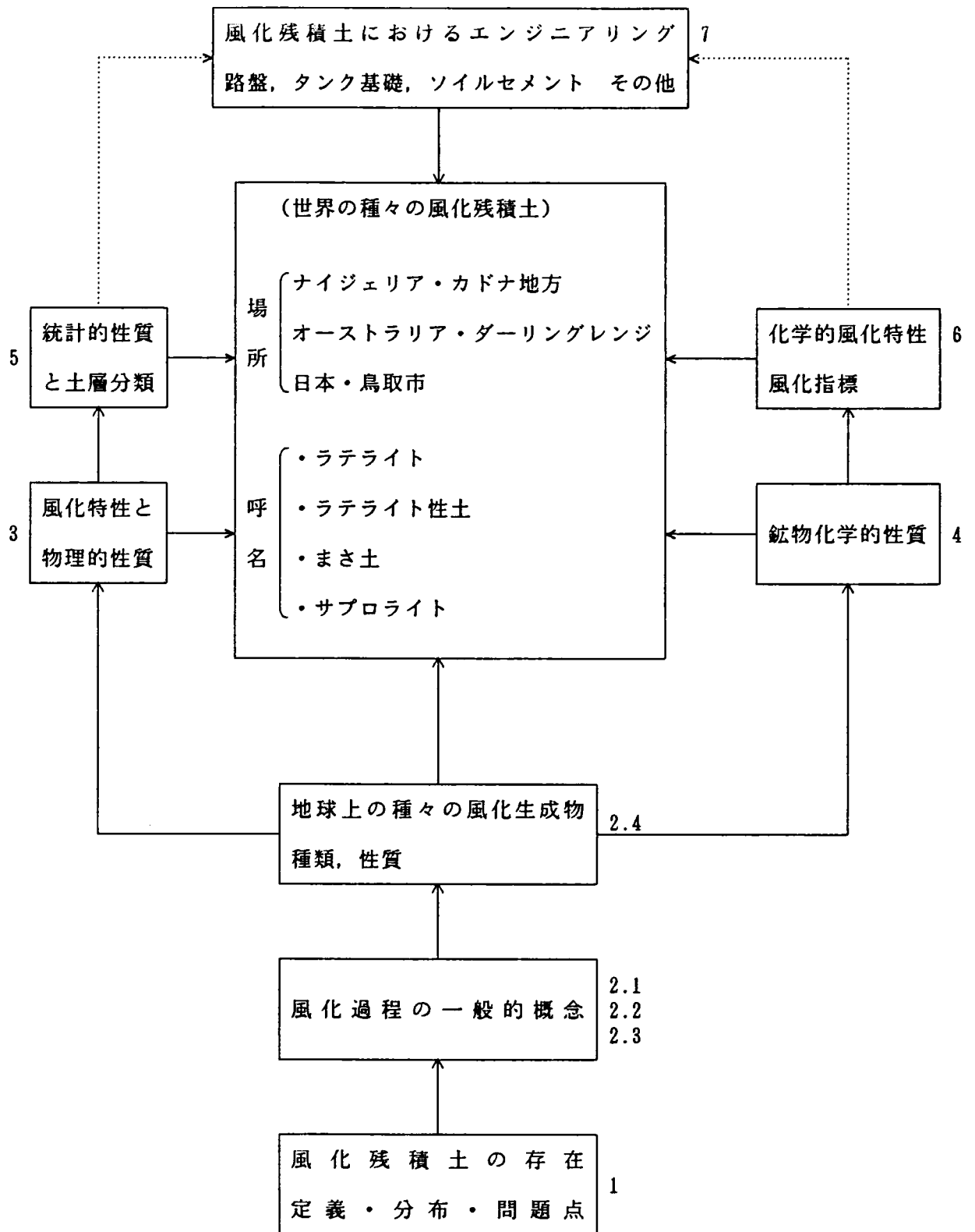


図-1.3 本論文の構成

があることを述べ、ラテライトもその1種であることを説明している。さらに、ラテライトおよびラテライト性土の定義・分類、特徴、起源についても説明している。そこで、第3章では、具体的にナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ、日本・鳥取市の花崗岩質風化残積土を取り上げその物理的性質を調べ、風化が進むに従い、それがどのように変化しており、また、地域、気候区の違いにより、どの程度異なるのかについて検討している。

第4章では、上述の風化残積土試料に対し、X線回折、CEC測定、電子顕微鏡による微視的構造の観察等、鉱物化学的手法を使い、風化の進行にともない粘土鉱物やCECの値、微視的構造がどのように変化しているか、また、地域や気候区の違いにより、それらがどの程度、異なるかについて検討している。また、特に、熱帯の風化残積土の特徴の1つである鉄成分(Fe_2O_3)の働きを、試料に脱鉄処理をほどこすことにより、その物理化学的性質の変化を調べ、鉄成分が粘土粒子表面を被覆し、土を団粒化させる働きがあることを確認する一方、カオリナイトが主粘土鉱物である風化残積土の場合、液性、塑性限界を増加させる働きもしていることを明らかにした。

第5章では、風化岩まで含めて、一般的な風化残積土、風化岩の土層・岩盤分類を紹介するとともに、ナイジェリア・カドナ地方における花崗岩質風化残積土地盤の工学的土層分類を試みた。すなわち、カドナ地方における風化残積土地盤における数多くの標準貫入試験、粒度分布、間げき率等の測定値を深度毎に調べ、特に不飽和な地盤上層(GL 0 ~ -12m)と飽和している地盤下層(GL -12 ~ -25m)ではこれらの測定値のバラツキの程度が異なり、さらに、これらの統計的性質が、風化残積土地盤の不均質性を表わす指標として、また工学的土層分類の有力な手段となることを明らかにした。

第6章では、さらに一歩進め、温帯、熱帯雨気候における花崗岩の一般的な化学的風化傾向を、温帯・熱帯に位置するナイジェリア、オーストラリア、日本の風化残積土試料の化学成分を使って調べ、いずれの気候区の化学的風化過程においても、 $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{H}_2\text{O} (\pm)$ のモルパーセントは、母岩は13 ~ 15パーセントと一定であり、風化の進行とともに、単純に増加しており、これらの化学成分の合計は化学的風化指標(CWI)として、また世界各地の風化残積土の用語の定義としても有用であることを明らかにしている。

第7章では、花崗岩起源のラテライトおよびラテライト性土地域での石油精油所建設国際プロジェクトにおけるエンジニアリングの例を紹介している。すなわち、これらの風化残積土の締め固め特性、乱さない地盤の土質工学的特性を調べ、さらに、これらの材料を、路盤材やタンク基礎に使った場合、経済的で有用な材料であることを明らかにし、実際の建設に使った適用例を示している。また、数多くのタンク建設に伴う、水張り試験の結果や軟弱化したラテライト性土のソイルセメント工法の適用、さらに、施工管理方法としての球体落下式CBR試験機の適用例も紹介している。

最後に、第8章として、本研究の成果を総括して、今後の問題点・展望等を示している。

参考文献

- 1) 西田一彦：まさ土の工学的性質とその取扱い指針－基本的な性質 土質工学会まさ土研究委員会 PP.9～31,1970
- 2) 上原, 末岡：熱帯地域のラテライト性およびサブロライト性土質に関する第1回国際会議に参加して、土と基礎 Vol.33 No.6,PP.77～78. 1985.6
- 3) T.Sueoka:Identification and classification of granitic residual soils by using chemical weathering index,2nd International Conference on Tropical Soils.Vol.1,PP.55 ～61,1988.12.Singapore
- 4) Brand,E.W.and Phillipson H.B:Sampling and Testing of Residual Soils, Technical Committee on Sampling and Testing of Residual Soils,ISSMFE PP.7 ～ 21,1985.5
- 5) The Task Committee on Shallow Foundation for Design and Foundation Division (1972):Subsurface Investigation of Buildings-Appendix A Problem Soils and Rocks Proc.ASCE.Vol.98,SM8,PP.773 ～ 778
- 6) 土質工学全編：風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用、PP.3～15,1979.2
- 7) 山内豊聡：世界の特殊土の展望, 土と基礎 Vol.26, No.11 , PP.9～17,1978.11

2. 風化および風化生成物

2. 1 風化の一般的概念

地盤工学で対象となる土そのものは、風化によって岩石から生成されたものである。ここで風化とは、地球表面近くの物質が、物理的、化学的、生物的な力によって、細片化され新しい物理化学的平衡状態により近い物質へ変換することを意味している。地球における岩石、すなわち火成岩、変成岩、そして比較的深い所に存在していた堆積岩類は高温高压の状態で作成されたものであり、地表付近の気圏、水圏の環境とは非常に異なる環境となっている。

Reiche(1950)は風化(Weathering)に対し、以下の定義を提案している¹⁾。

“風化は岩石圏、気圏、水圏および、さらに重要である生物圏との接触位置あるいはその近傍での条件に対する、岩石圏内で平衡を保っていた物質の応答である。”

多分、この定義が最も一般的な風化の定義であろうが、Loughnan(1969)は、Reicheの定義に対し化学的風化に重点を置くことを提案している²⁾、Ollier(1969,1984)はReicheの定義で生物圏の影響が最も強調されていることは十分な根拠がないとしている¹⁾。またKeller(1957)は、Reicheの定義で岩石が物理化学的平衡を保っているのは、瞬間的であり、ただ物質の反応が環境変化より遅れるだけとしている³⁾。

いずれにしても風化とは、Carroll(1970)の提案するように“低温で大気圧を有する地球表面の化学的気候に対し、岩石を鉱物学的に調和させる地球化学的過程の一部である⁴⁾”ことは確かである。

長い間、風化という用語は、土層の形成と関係づけられてきた。そのため、風化は主に農学、環境学、地質学、地形学にひんばんに出てくる用語となってきたが、地盤工学にとっては比較的新しいことばである。すなわち人間活動の営みが、大きく展開するに従い、例えば岩石の風化程度とその力学的および物理的特性に見られるように、風化を工学的に扱う必要がでてきた。

ここで風化地盤に関する用語の定義をざん定的にしておく。原位置で岩石が腐ったものに対し、サプロライト(Saprolite)という用語が一般に使われる。日本における砂質まき土は、この意味で、花崗岩系のサプロライトと考えることができる。

オーストラリアや合衆国では、グラス(Grus)の用語が使われており、原位置で砂状に風化した花崗岩を意味している。

風化がさらに進むと土壌が発達してくるが、サブロライト、残積土壌を合わせて風化残積土(Residual Soil)と定義しておく。まさ土などが浸食され二次的に堆積したものは、厳密な意味で風化残積土ではないことになる。

ところで風化はどのような因子によって影響されるのであろうか。

Jenny(1941)は土壌形成の因子として(1)気候、(2)母岩、(3)生物活動、(4)地形、(5)時間の5つの因子をあげている⁴⁾。彼によれば土の発生論的、あるいは地理学的関係は、

$$S = f(c, l, o, r, p, t)$$

の関係式で表わされる。ここでSは土の特性であり、fは関数関係を示す。cは気候、lは生物活動(有機体)、oは排水に関する地形、pは土壌母材、tは土を形成する時間である。o, r, p, tを定数とすれば、土の特性は気候因子に関連づけて、説明され、この不変性は定常状態として知られる。気候因子の中でも重要なのは、水分因子と、温度因子であり、一般的には、以下の関係がなりたっている。

1. 雨量が増加するに従って、カルシウムは減少する。(排水が良好であれば、溶脱がさらに進む)しかし、異なった時代におけるレスでの炭酸カルシウムの下方移動にみられるように、カルシウムの溶脱も、時間の関数であると言えよう。
2. 年平均雨量が増す(全体の植生が増す)と土中の窒素および有機物が増加する。
3. 岩石の風化の行なわれる場所の年平均気温が増加すると、土中の粘土含有量は増す。このような増加は、凍結しない天候では化学的風化が生ずるが、凍結状態では、生じないことに幾分起因する。また生成される粘土鉱物の種類は、風化と溶脱の増大に伴い異なってくる。溶脱が長びくと形成される粘土鉱物の種類が単純になる。粘土鉱物の種類を、赤道から両極へたどってゆくと、図-2.1に示すような粘土鉱物の出現順序があることがわかっている⁵⁾。この粘土鉱物の変化は、溶脱が最初に陽イオン、そして次にシリカの除去を生じさせ、それによって構造が単純化されることを示している。

乾燥地域と湿潤地域の土壌形成の型の根本的な相違は湿度と温度に起因しておりCarroll(1970)は基本的な差違を以下のように述べている。

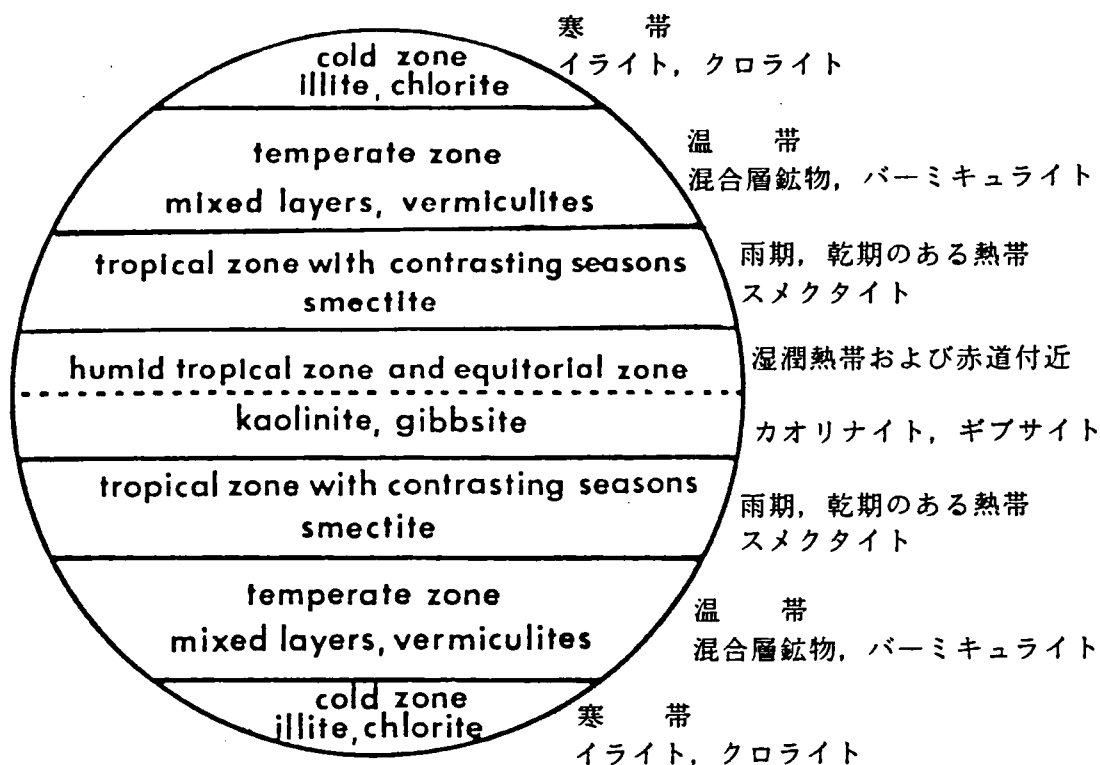


図-2.1 粘土鉱物生成における気候の影響

寡雨地域

水は限られた深さの土中にしか浸透せず、風化や土壌形成が行なわれても、その生成物は土層から除去されない。pH反応は中性かわずかにアルカリ性である。水は風化生成物から蒸発によって除去される。

多雨地域

水は土中や風化生成物を通して浸透し、地下水に流出する。水溶性物質は除去され、粘土は土層内に分散される。土は溶脱され酸性化する。

温度

湿润地域で平均温度が高いと植生が増し、化学作用による岩石の風化が増大する。乾燥気候で平均気温が高いと植生や化学的風化が減少し、物理的な崩壊が進む。湿润地帯で平均気温が低いと土が凍結し、永久凍土層の原因となり、土壌形成作用は一般に緩慢になる。水の移動は、さまたげられるか、あるいは永久凍土層上の薄層上にしか起こらなくなる。

以上、風化について概説したが、風化の内容や、風化に影響を与える因子の詳細な説明は後節で行う。

2. 2 風化過程

一般的に風化は物理的風化と化学的風化の2つのカテゴリーに分けられる。物理的風化は種々の原因があるが、全く力学的な力によって物質（岩石）が細片化されることをさす。物理的風化のみがおこるのは、非常に寒い地域か、非常に暑く乾燥性の地域であり、極地での凍結融解による岩石の細片化や砂漠地方の激しい温度変化によるシーティング(Sheeting - 地表面と平行である節理状の割れ目)は、物理的風化の一種と考えることができる。写真-2.1はオーストラリアの北部特別州（ノーザンテリトリー），エアーズロックで観察されるシーティングの例である。物理的風化においては、鉱物の変質はごくわずかであり、乾燥地域や極地を除いて、物理的風化の後、化学的風化がともなう。

化学的風化は、岩石やサプロライトが新しい化学的平衡状態を求め変質する過程である。岩石圏での化学的風化は主に2つの段階に分類される⁴⁾。すなわち、第1段階でぼろぼろに崩壊した岩石、すなわちサプロライトが形成され、第2段階で土壌が生成される。第1段階は地球化学的風化(Geochemical Weathering)であり、主に硬い岩石が無機的に変質する。一方、第2段階においては、生育あるいは枯死している植物の作用および地球化学的の風化した岩石中に生息している微生物の代謝作用が、引き続き進行している無機的な変質過程に影響を及ぼす。その結果、土壌が形成される。その意味で、第2段階は、土壌化学的風化(Pedochemical Weathering)過程である。そして、化学的風化過程の具体的な内容は溶解(Solution)，加水分解(Hydrolysis)^{6),7)}，酸化と還元(Oxidation and reduction)，イオン交換(Ion Exchange)等の化学反応から成っている。

岩石の風化の段階を岩石の形態の変化からながめると、図-2.2のようになる⁸⁾。物理的な崩壊(Disintegration)によって、もとの岩石鉱物の細片や粉末状残留物が生成される。溶解(Solution)によって、溶解鉱物が除かれ、一次鉱物が残留する。一次鉱物は化学的プロセスにより、さらに変質される。化学的な分解(Decomposition)によって、粘土鉱物が生成し、もとの岩石鉱物は完全に変質される。実際の風化過程では、これらの作用が同時に進行する。



写真-2.1 オーストラリア・北部特別州エアーズロックにおける物理的風化の例（シーティング）⁸⁾，キレツが岩盤とほぼ平行である点に注目

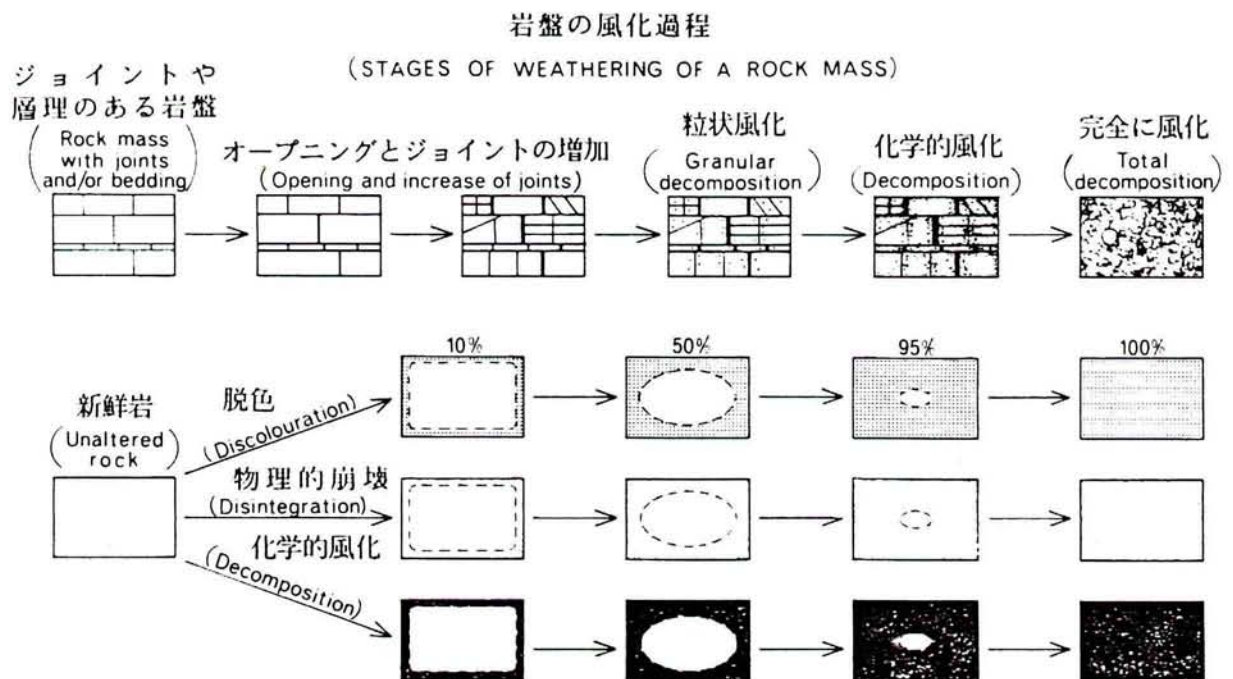


図-2.2 風化過程における岩石の形態的变化⁸⁾

2. 3 風化に影響する因子

岩石の風化に影響を与える因子は、前述したように母岩、気候、地形、生物、時間である。ここでは、それらの因子のうち主なものについて説明する。

2.3.1 気 候

気候は、風化に影響を与える最大の因子である。主な気候要因は水（降雨量）と温度である。水とは、全降水量、降雨強度、降水に対する流出の比、および蒸発比であり、温度とは、平均温度、温度分布、凍結点付近の温度変動である。また局地的には、雲量、相対湿度、乾燥風、気象変化のような他の多くの要素も重要である⁹⁾。水は、ほとんどすべての型の風化に対して最も重要な反応剤である。例えば、湿潤地域の土壌は、乾燥地域の土壌と比較して、ナトリウム、カリウム、マグネシウムおよびカルシウムを多量に溶脱している。また、降雨量の差によって、粘土鉱物の種類の差も出てくる。図-2.3は亜熱帯に位置するハワイにおける降雨量と粘土含有量及び粘土鉱物の関係を表わしている¹⁰⁾。

降水－蒸発比はまた非常に重要である。もし降水量が蒸発量をうわまわれれば、大規模な溶液の移動があり、風化生成物の除去が続けられる。蒸発が優勢であれば、水は定期的に上昇し、土壌の乾燥、塩類の晶出が行われ、風化生成物の除去は行われなくなる。したがって、降水－蒸発比は土の性質、つまり粘土鉱物の種類、塩類の累積、塩類の風化、その他それらに関連した特徴によって表わされる。アルカリ性土壌と塩湖は、平均すれば蒸発が降水をしのいでいる場所にしか見い出されない⁹⁾。写真-2.2はオーストラリア中央部の乾燥地帯に存在する巨大な塩湖（アマデウス湖）の航空写真である。

次に気温の影響について述べる。一般に気温が上昇するにしたがい、化学反応は増加する傾向がある。化学反応速度は、緩慢なものであろうと急速なものであろうと、普通、温度が10℃増加すると、2倍あるいは3倍になり、生物的活動もまた増加する⁹⁾。

ケイ酸（ SiO_2 ）は高温においてよく溶解する。図-2.1に示したように熱帯地方において、カオリナイトのようなよりケイ酸が溶脱された種類の粘土鉱物が多いこともその裏付けになっている。

Peltier は、以上述べたような気温と降雨量、さらに、凍結の影響も考慮に入れて、

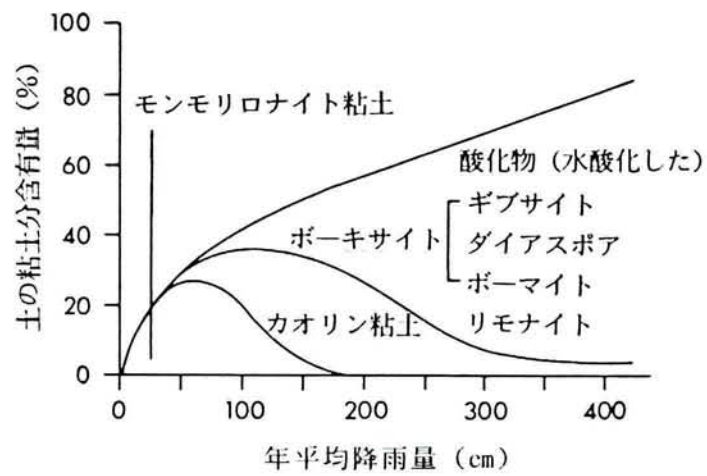


図-2.3 ハワイにおける粘土含有量，鉱物の種類と年平均降雨量の関係(Sherman, 1952)



写真-2.2 オーストラリア中央部の巨大な塩湖（アマデウス湖）

風化形態を図-2.4のように示した¹¹⁾。図からわかるように降雨量が多く気温が高い地域では化学的風化が大きく、また、植物などの生物的風化は化学的風化に含まれていると考えられる。

別の試みがStrakhovとFitzpatrick によってなされた^{12),13)}。彼らは各々、気候および植生の風化に与える影響、気候の土壌断面に与える影響について図-2.5, 図-2.6を提唱している。図-2.5では最大の溶脱は降水量が最大である熱帯とタイガポドゾル帯に生じる。高温のため熱帯における変化は、ポドゾル帯におけるよりも強く深い。ツンドラ帯や、亜砂漠地帯、砂漠地帯は、それぞれ低温と水不足のため、ほとんど化学的変化を生じない¹⁰⁾。図-2.6においては、土壌学的な視点に立ちながら、ソビエト連邦北部のノバヤゼムリヤから南部のカスピ海まで、そしてサハラ砂漠の中心からザイールまで大陸を横断した緯度の変化と土壌断面の変化を考察している。もちろん彼らの研究においては、過去の気候や大陸の隆起の影響も考慮していないし、また、日本のような山岳地帯の多い小さな島国に適用するには困難が伴う。

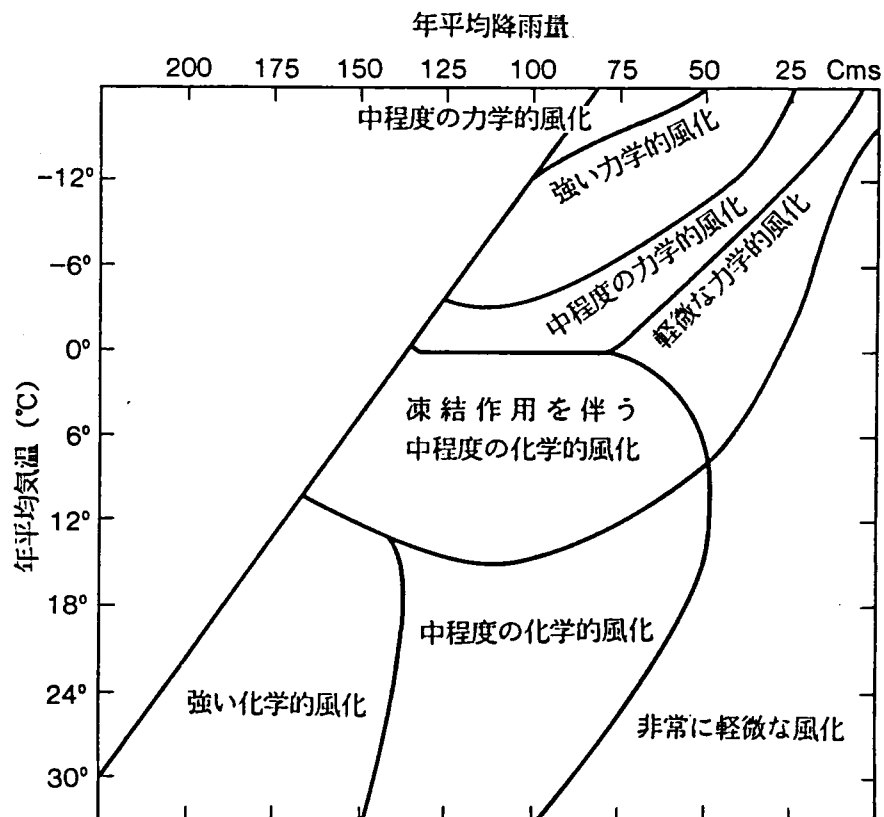


図-2.4 気温と降雨量の異なる条件下での種々の風化形態

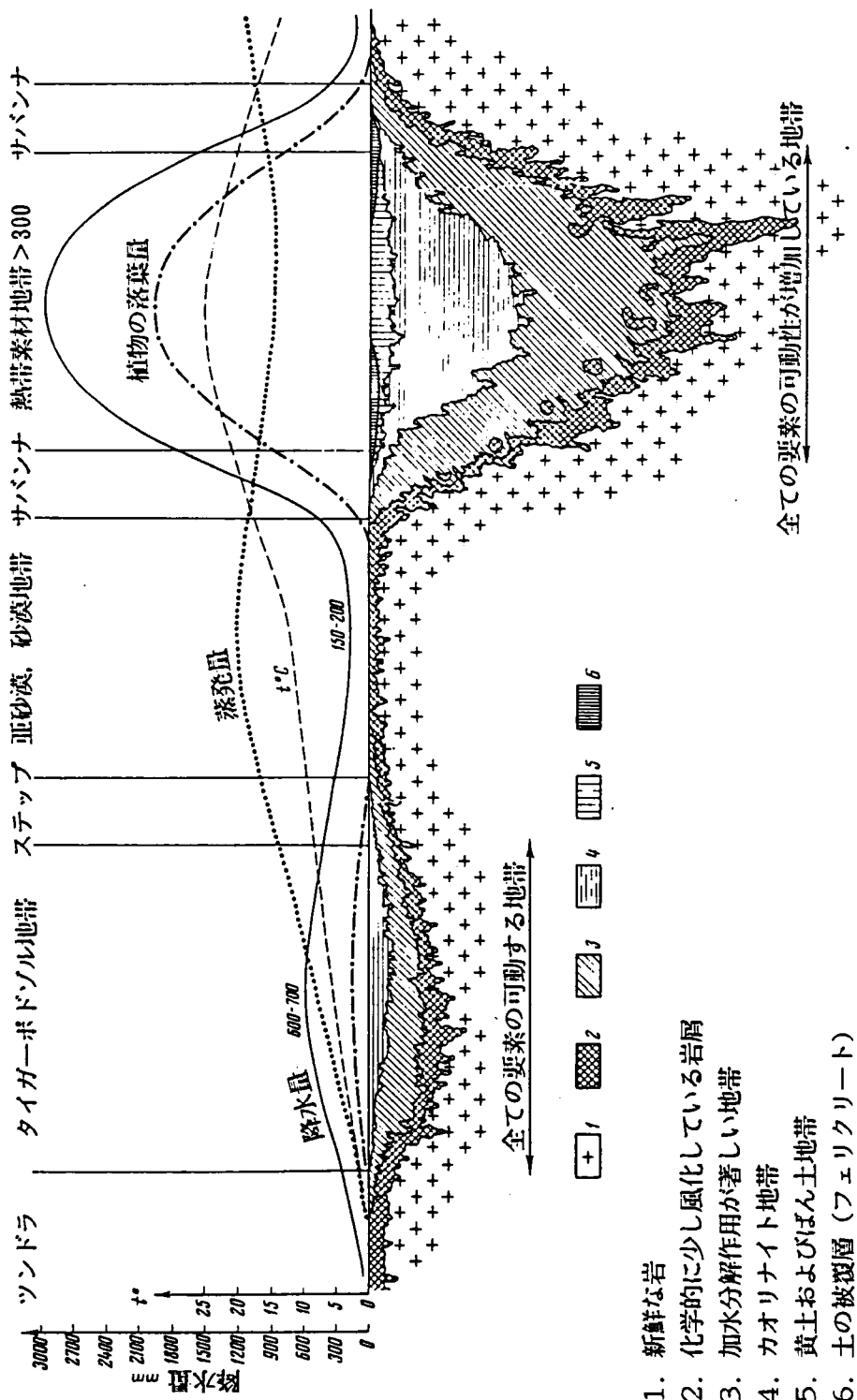


図-2.5 ロシアにおける緯度と風化の概念 (ストラコフによる, 1967)

2.3.2 母 岩

母岩の種類も風化に影響を与える重要な要因である。一般的に、粗い粒子を持つ岩石は、その大きな空隙と透水性のため、より早く風化されることになる。表-2.1は各種の岩石の平均的な間げき率と相対的な透水性の比較である¹⁴⁾。建築材料としての岩石の物理的および化学的風化を評価するために、間げき率、給水率、そして飽和係数（単位時間当たりの吸水量）が使われてきた。その他、岩石の種類により、膨張率や比熱等も異なっている。これらの諸特性を考慮すると、一般的には、以下の順序の岩石の風化安定性がでてくる。

石英岩、チャート>花崗岩、安山岩>砂岩、シルト岩>ドロマイト、石灰石¹⁵⁾ また、風化生成物である土について考えると、母岩が石英質のものを多く含む場合、可溶性物質が溶脱を受けると、母岩に含まれる石英は、化学的に安定なため、石英粒子として残る。すなわち土は一般に砂質かレキを含むものになる。しかしながら風化生成物が可溶性でなく、残留すると、アルミや鉄の三二酸化物の多い残留物質のように、赤黄色の明るい土色になり、三二酸化物の集積度合にもよるが、細かいレキ質か、粒状ラテライト、固結したラテライトが形成される。例えば、図-2.7は異なった岩種の上に残積した細粒質なラテライト性土の粒度組成を合衆国の土質分類で表示したものである¹⁶⁾。前述したように、砂質系岩石からは砂質土が生成される傾向があり、粘土質系母岩からは、シルト質や粘土質土を生成する傾向がある。

表-2.1 一般の岩におけるおおよその平均間げき率と相対的透水性の関係

岩 種	間げき率 %	相対的な透水係数
花崗岩	1	1
玄武岩	1	5
頁 岩	18	500
砂 岩	18	30
石灰岩	10	10
粘 土	45	—
シルト	40	1100
砂	35	10000
礫	25	

Spicer(in Birch et al.(1942),Kessler & Sligh(1940),Leopold et al.(1964) らによる

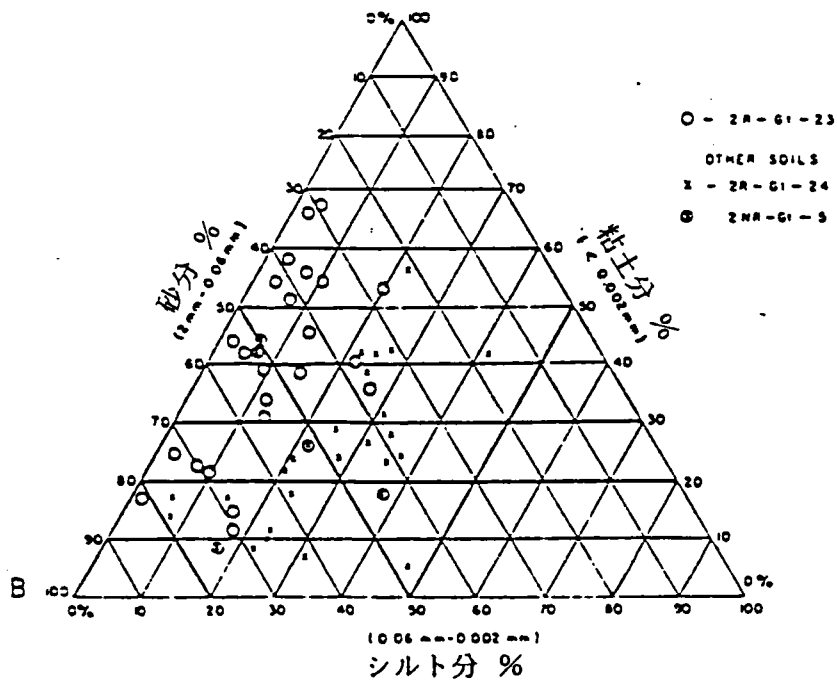
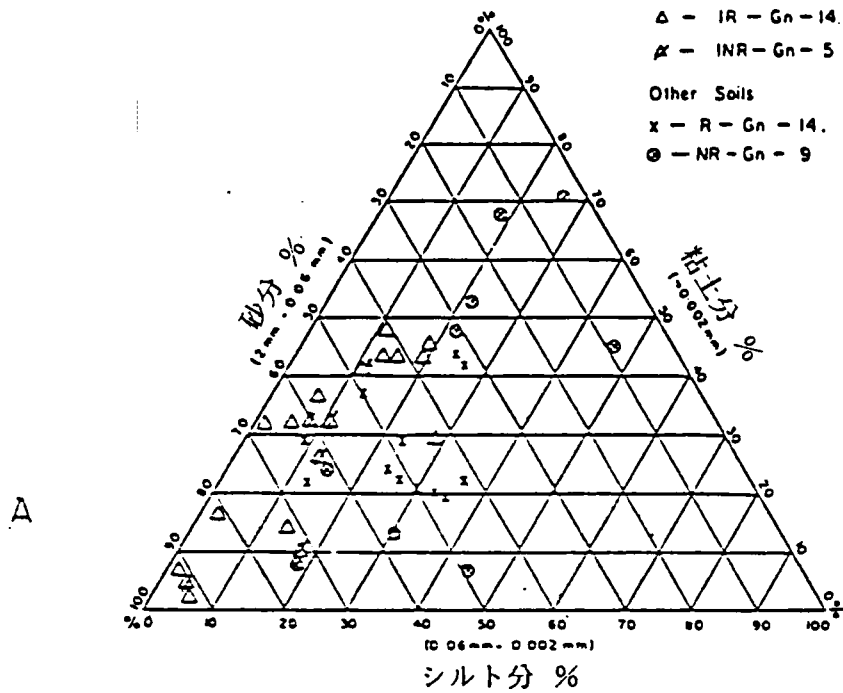


図-2.7 土質の種類三角座標標示 (Gidigas, 1971)
 注; 粒度規準は, JIS 規準と異なる

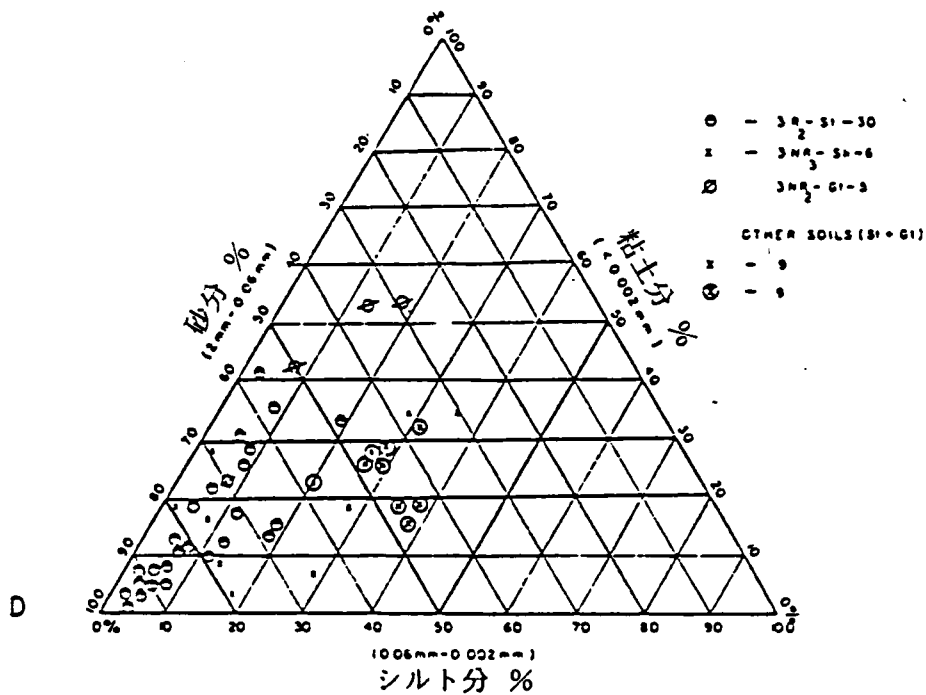
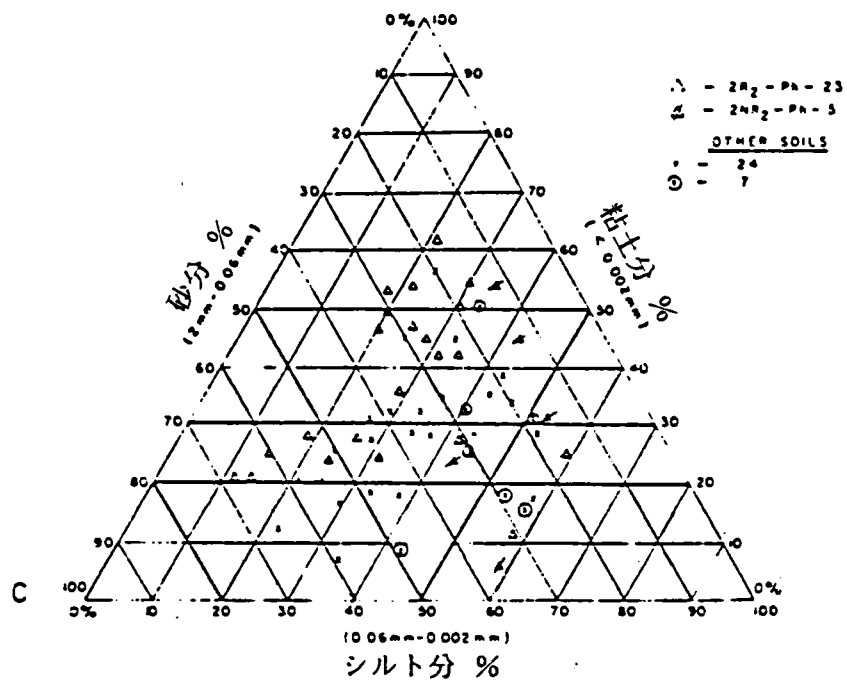


図-2.7 土質の種類三角座標標示 (Gidigas, 1971)
注 ; 粒度分布は, JIS 規準と異なる

2.3.3 生物の影響

生物による風化作用は、化学的風化と物理的風化の両面があり、重要な作用は、以下のとおりである。

- ① 生成する根や動物が穴を掘ることにより粒子が破壊すること。根の圧力により、既存のクラックはより広げられ岩石は破壊する。写真-2.3はオーストラリア、シドニーのホークスベリー砂岩で観察されるユーカリによる岩の破壊状況である。
- ② 動物による物質の移動と混合、例えば、アリやシロアリによる土の移動等。熱帯地方においては、しばしば土層上部の土のうちシロアリが1mm以下の粒子の土だけを使い、アリ塚を形成し、結果として土の粒度分布を自然状態のものと違ったものになっていることがある。写真-2.4はブラジルの首都ブラジリアで観察されるアリ塚の例である。
- ③ 呼吸による炭酸ガスの土中の増加、これは、土中の炭酸の増加とpHの低下をもたらし、ある種の化学反応を促進する。
- ④ 地表が影でおおわれることによる土中含水比の増加と蒸発の減少、植物からの蒸散が増加する。

2.3.4 時 間

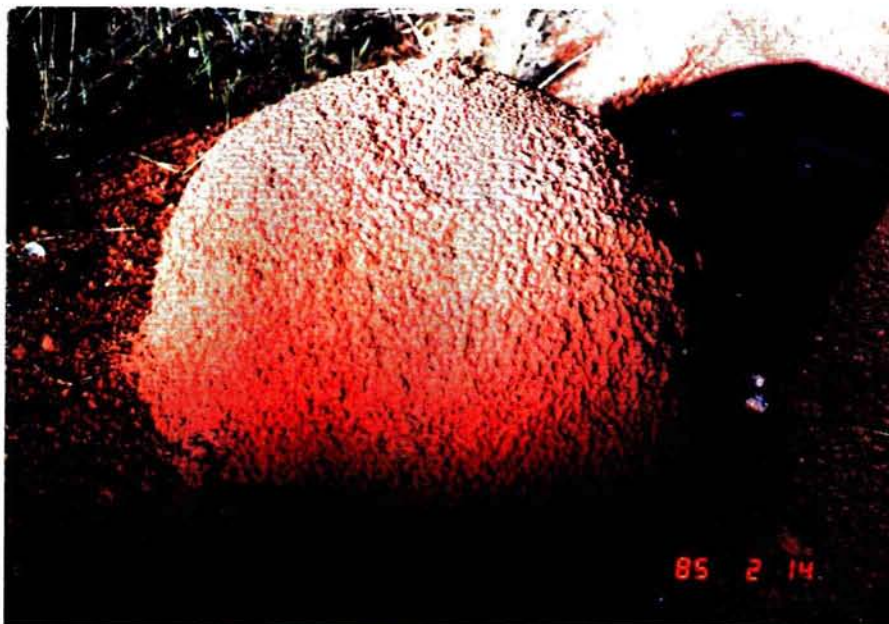
風化作用に関係する時間とは、風化の継続時間のことであり、また、風化速度も風化に関する重要な因子である。

風化の継続時間で典型的な例は、ボーキサイトやラテライトの形式における継続時間の果たす役割であろう。例えば、オーストラリアの大部分の台地は、ラテライトが百万年のあいだ、地質学的に乱されない条件のもとで、広く発達している。このラテライトの大部分は、鮮新世の時代のものと考えられている。¹⁷⁾ 一方、日本においては、古赤色土と呼ばれる赤色の洪積台地が各地に見られる。この赤色土は、洪積世の日本の気候が、亜熱帯に近い時期の風化の産物であることが松井らの研究で明らかになっており、長い年月を経ても風化した状況が保存されている証左と考えられよう。

風化速度については、岩質や気温、降雨量等の自然条件により、異なるが、例えば、LeneufとAubert¹⁸⁾ は、アフリカの象牙海岸の森林地帯で、化学成分のわかっている2-雲母花崗岩の鉄アルミナ富化作用の速さの測定を行なった。彼らは、毎年、土か



写真-2.3 オーストラリア・シドニー，ホークスベリー砂岩の
ユーカリの根による破壊



ブラジルの首都ブラジリアにおけるアリ塚

ら排出される水の量と、取除かれるSi, Ca, Mg, KおよびNaの量を測定した。この資料により、花崗岩の完全な鉄アルミナ富化作用のために要する時間は一般的な条件下において、1m当たり、22,000年から77,000年と計算される。

日本においても、木宮らは、花崗岩の風化速度について研究し、風化花崗岩が形成されるには、8~28万年を要し、厚い“まさ”が形成されるには、600年以上必要とすることを述べている。¹⁹⁾

いずれにしても、火山灰等の火山噴出物が、土壌化する場合を除き、厚い風化残積土が形成されるためには、 $10^4 \sim 10^5$ 年オーダーの長い地質時間を必要とすることは確かである。

2. 4 風化生成物としてのDuricrusts

2.4.1 はじめに

岩石の長期にわたる物理的、化学的風化の結果、生成物として土層断面が形成される。この意味で、熱帯、亜熱帯地方に存在しているラテライト性土(Lateritic Soils)は典型的な風化生成物と考えることができるし、日本において良く知られているまさ土は、花崗岩質の風化生成物と考えることができよう。

しかしながら、特に熱帯、亜熱帯地域、乾燥地域のように、より長期にわたる苛酷な風化作用を受けた場合には、上述したような風化土層断面ばかりでなく、特殊な風化生成物が形成されることがある。このような風化生成物は塊状か、固結状態にあるためDuricrusts（風化硬盤と訳すことにする）と呼ばれている。本節では、日本国内では慣じみが少ないが、熱帯、亜熱帯地域や乾燥地域にしばしば存在し、日本の地盤工学技術者も今後、出遇うであろう風化硬盤について、著者の観察結果と既存の文献を参考に、合わせて説明することにする。

2.4.2 風化硬盤の定義

Duricrust（風化硬盤）という用語は、最初 Woolnough(1927)によりオーストラリアの地盤表層に存在する殻(Crusts)を指すことばとして提案された^{20),21)}。その後の研究により、このような風化硬盤はしばしば熱帯、亜熱帯、温帯でより地質的に安定した大陸に主に存在し、風化に抗して丘陵地形を形成していたり、広く地中に分布していることが明らかになってきた。

風化硬盤は、風化過程の中で、鉄やアルミの三二酸化物、シリカ、炭酸カルシウム、ややまれであるが、石コウや岩塩等が集積して生成された物質である。風化硬盤においては、硬盤を結合している材料に注目する場合、－クリートの用語を、主な成分に注目する場合は－クラスト（殻）の用語を使用している（表-2.2）。これらの風化硬殻は、硬殻を形成している材料以外の物質が風化作用により、溶脱したり、または、水や風による運積作用の結果、形成されたと考えられている。

Dury(1969)は、図-2.8のような風化硬盤の三角座標による区分を提案しており、シルクリート（ SiO_2 成分が多い）、フェリクリート（ Fe_2O_3 成分が多い）、アルクリート（ Al_2O_3 成分が多い）等の区別は明確である。しかしながら、表-2.2

表-2.2 風化硬盤の分類

固結材料から	支配的な成分から	基本的な化学成分	典型的な結晶鉱物
シルクリート (silcrete)	シリティッククラスト (silitic crust)	SiO_2	石英 (90-95%)
	シアリティッククラスト (siallitic crust)	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$	石英 (アルミナ分の混合体で しばしばアモルファス状 か潜晶質)
	フェシリティッククラスト (fersilitic crust)	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2,$	ヘマタイト, 石英
フェリクリート (ferricrete)	フェシリアリティッククラスト (fersiallitic crust)	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}(\text{OH}), \text{SiO}_2,$ $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}, +\text{AlO}(\text{OH})$	ヘマタイト, ゲーサイト, 石英, ギブサイト, ボーマイト
	フェラリティッククラスト (ferrallitic crust)	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO}(\text{OH}),$ $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}, +\text{AlO}(\text{OH})$	ヘマタイト, ゲーサイト, ギブサイト, ボーマイト
	フェリティッククラスト (ferritic crust)	Fe_2O_3 (80%まで) $\text{FeO}(\text{OH}),$	ヘマタイト, ゲーサイト
	フェマンギティッククラスト (fermangitic crust)	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MnO}_2$	ヘマタイト, 軟マンガン鉱/ 硬マンガン鉱
アルクリート (alcrete)	ティアリティッククラスト (tiallitic crust)	$\text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	金紅石/銳錐石, ギブサイト
	アリティッククラスト (allitic crust)	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (60%まで) $\text{AlO}(\text{OH})$	ギブサイト, ボーマイト
カルクリート (calcrete)	カルシティッククラスト (calcitic crust)	CaCO_3	カルサイト (60-97%)
	カルシリティッククラスト (calcsilitic crust)	$\text{CaCO}_3, \text{SiO}_2$	カルサイト (シリカしばしば ろう質、その他)
ジブクリート (gypcrete)	ジブシティッククラスト (gypsitic crust)	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	石コウ
サルクリート (salcrete)	ハリティッククラスト (halitic crust)	NaCl (たいてい不純物を含む)	岩塩

ギブサイトは $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; ボーマイト, $\text{AlO}(\text{OH})$, ゲーサイト, $\text{FeO}(\text{OH})$, ヘマタイトは $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Duryによる)

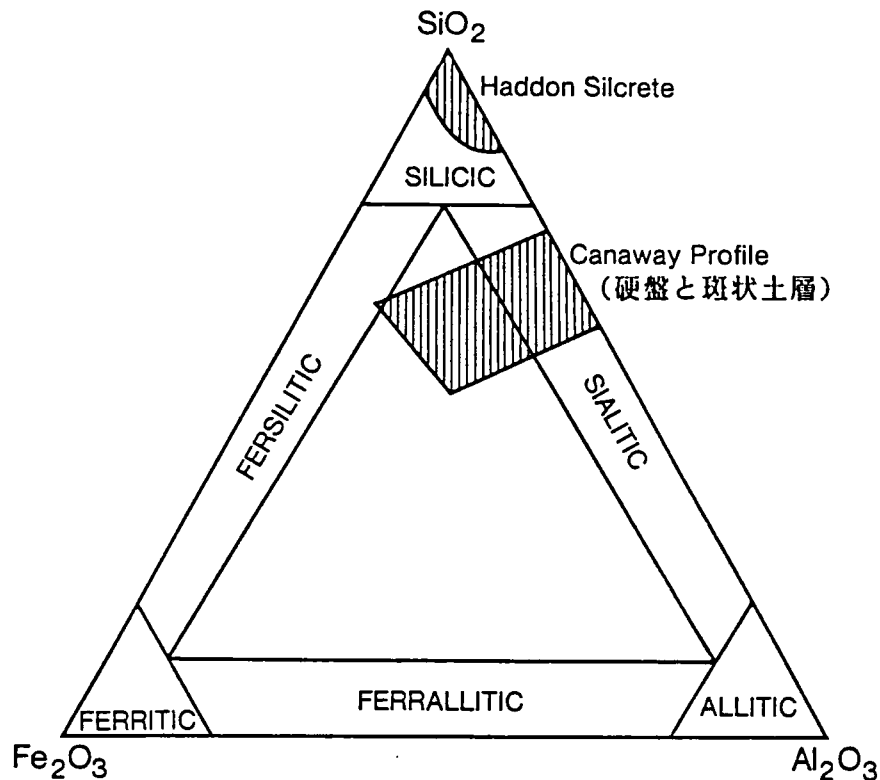


図-2.8 風化硬盤の三角座標による分類

におけるジブクリート ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) , カルクリート (CaCO_3) 等は、扱われておらず風化硬盤全体を扱っているとは言いがたい。

2.4.3 風化硬盤の種類

前節で述べたように、風化硬盤には5～6種類のものがある。フェリクリートについては、節をあらためて検討するため、本節では、その他の風化硬盤について、その特徴、成分、起源、工学的利用法等について、著者の観察を混じえて説明する。

(1) シルクリート (Silcrete)

シルクリートは、一般的には3 mまでの厚さの固結したシリカ質の層で、約95パーセントのシリカ (SiO_2) 成分を含み、微細なシリカやオパール状シリカのマトリックスの中に石英粒子を含む構造となっている。シルクリートは、エロージョンを受けた地盤表層に、キャップロックのように風化に抗して存在することが多い。写真-2.5, 2.6 は、オーストラリア、ニューサウスウェールズ州で観察されるシルクリートの例とシルクリートが存在する山頂付近の地形的特徴を表



写真-2.5 オーストラリア・ニューサウスウェールズ州ブンゴリア
におけるシルクリート



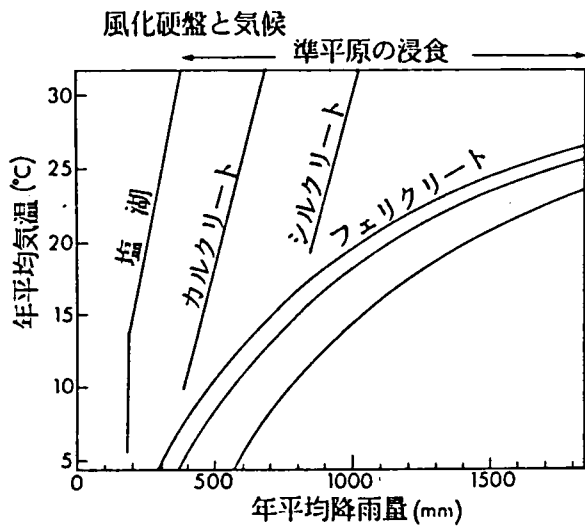
写真-2.6 シルクリートの存在する山の頂上（水平な頂上が続く）

わす写真である。シルクリートは、南極大陸を除く各大陸でその存在が報告されている。中でも、サハラ砂漠とその周辺、コンゴ盆地、アンゴラ、南アフリカ、ナンビア等ではしばしば報告されているし^{22),23),24)}、オーストラリアでは、図-2.9に示すように、雨量等の気候条件の関係で、その分布が論じられている^{25),26),27),28)}。シルクリートはシリカの絶対的集積の結果形成されたもので、風化作用は、①シリケート鉱物からのシリカの溶脱②シルクリートができるための風化断面の形成、という2点で発揮されている。シリカは、長い年月をかけて溶脱され、蒸発により主に垂直方向に移動して地表付近に集積されるという意見²⁵⁾もある一方、逆に水平方向に水によって運ばれその後、集積したという研究もある²⁶⁾。Stephens(1971)は、オーストラリアの北部及び東部のシルクリートに対し、図-2.10に示すように、フェリクリートからシリカが溶け出し、乾燥地帯でシルクリートが形成されたという提案をしている。

シルクリートは、風化抵抗性が強く、強度も比較的あるため工学的に有用な材料である。オーストラリアにおいては、鉄道用バラスト、コンクリートやアスファルト用骨材として利用されているし、道路のシーリング用にスクリーニング材として利用されている²⁵⁾。しかし、その利用に当っては、粘土分などの細粒分が混入していないこと、また、アモルファス状あるいは、オパール状シリカを含むため、セメントのアルカリ骨材反応に対し、安全性を確認して利用することが重要と思われる。

(2) カルクリート

カルクリートは、炭酸カルシウムが土か埋積物と二次的に固結して形成されたものである。ある種のものは、より古い炭酸カルシウムの溶解後、再沈殿してできたものであり、他は鉱物の風化後、カルシウムが残積し、空気中の炭酸(CO_2)と炭酸カルシウムを形成したものである。カルクリートは、主に雨量が500mm以下の乾燥および半乾燥地域に存在する。その主な化学成分は、80パーセント程度が炭酸カルシウム(CaCO_3)であり、その他シリカ(SiO_2)、アルミ(Al_2O_3)、酸化第二鉄(Fe_2O_3)等が、若干含まれる²⁹⁾。カルクリートはその形態により、



クイーンズランドにおけるカルクリートとシルクリート

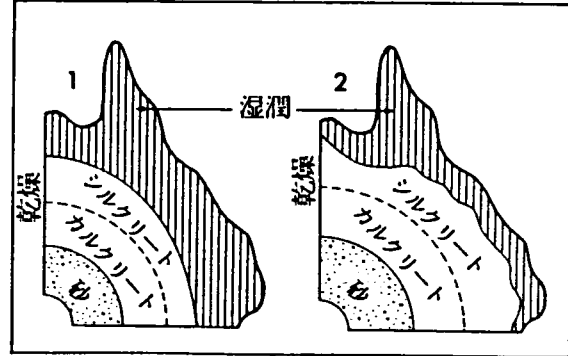


図-2.9 (a) 気候と種々の風化硬盤の関係
(b) オーストラリアにおける風化硬盤の分布と過去の気候変化の影響

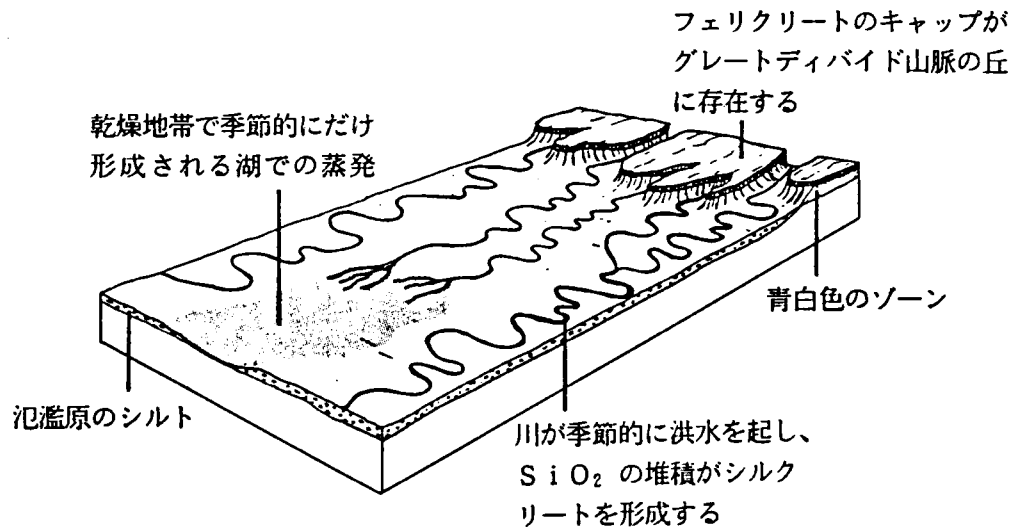


図-2.10 中央オーストラリアにおけるシルクリートの形成 (Stephen による)

- ・石灰質土 (Calcified Soils)
- ・粉状カルクリート (Powder Calcretes)
- ・塊状カルクリート (Nodular Calcretes)
- ・蜂の巣状カルクリート (Honeycomb Calcretes)
- ・硬盤カルクリート (Hardpan Calcretes)
- ・薄片状カルクリート (Laminar Calcretes)
- ・玉石状カルクリート (Boulder Calcretes)

に分けられる³⁰⁾。カルクリートの厚さは、塊状カルクリートだけの場合から、10mを越える厚い層の場合までである。

石灰(Lime)の集積は、現在でも年間を通じて蒸発量が降雨量より大きな乾燥地帯でおこっている。土中での溶脱は小さく、炭酸カルシウムの埋積深さは、植物による水の吸水、蒸発、土中の二酸化炭素 (CO_2) の量によって左右される。

(もし、 CO_2 が溶けなくなると、炭酸カルシウムは沈殿してくる) 時には、植物による吸水によって、リゾモルフ (Rhizomorphs) と呼ばれる根のまわりの炭酸カルシウムの集積が形成されることがある。カルクリート中のカルシウムは普通、石灰石、大理石か石灰質砂岩に由来する。まわりに石灰がない場合には、洪水による埋積によってカルクリートが形成され、カラハリ砂漠の厚いカルクリートやナミブ砂漠の石を含んだカルクリートの例は、この起源と考えられよう。

塊状カルクリート (Nodular Calcrete) は、道路路盤材として適しており、アフリカの半乾燥地域ではロスアンゼルスすりへり試験等の試験後、良質のものは路盤材として使用されている^{31), 32), 33)}。

(3) ジブクリート

ジブクリートは、温帯地方の砂漠地帯にしばしば産し、一般的には、年間雨量が 250mm以下で石コウのもとになる成分がある地域に存在する³⁴⁾ (図-2.11)。

ジブクリートは乾燥気候地域でのみ存在し、たいてい海水の蒸発の結果生成されたものである。ジブクリートは、石コウ ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) がゆるいパウダー状態か固結状態あるいは結晶状態となって存在する。写真-2.7はオーストラリア、ニューサウスウェールズ州ブローケンヒル付近の結晶状ジブクリートである。層の厚さは数ミリメートルから数メートルまで変化し、石コウの量も15パー

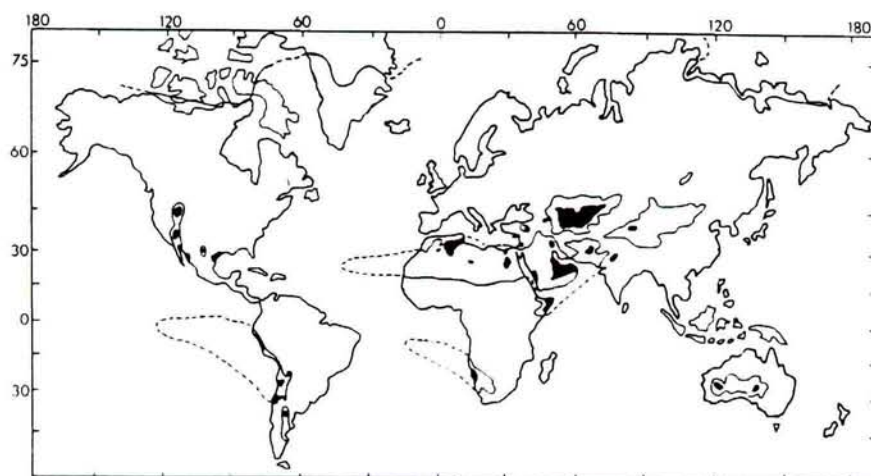


図-2.11 ジブクリートの分布，年間雨量 200mmの等雨量線に合わせて図示（GoudieとPye,1983による）



写真-2.7 オーストラリア，ニューサウスウェールズ州ブローケンヒルにおけるジブクリートの塊

セントからほとんど 100パーセントまで変化する。例えば、アフリカのチュニジアやナミブ砂漠に存在するジブクリートの平均化学成分は、石コウ ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) が65~80パーセント、炭酸カルシウム (CaCO_3) が3~8パーセント、強熱減量 ($\equiv \text{H}_2\text{O} (\pm)$) が5~20パーセント、その他、塩化ナトリウム (NaCl) 等が微量含まれている³⁴⁾。

ジブクリートを工学的に扱おうとする試みもなされている。津田ら(1979)は、シリアの乾燥地域における農業プロジェクトにおいて、石コウの含有率が30パーセント以内ならば、土として扱えること、また、この限界値を越えると水を加えても含水比が上がらないといった、一般の土の突固め曲線の概念が適用しなくなること等を報告している³⁵⁾。

(4) アルクリート (アルミノクリートまたはボーキサイト)

アルクリート (ボーキサイト) は、主に熱帯湿潤気候地域に産し、アルミニウムの原料であるため、経済的に非常に重要な風化硬盤である。アルクリート (ボーキサイト) は他の鉱物が風化によって取り除かれた風化残積物であり、後述するフェリクリートと主要成分がアルミナと酸化第二鉄の違いはあるが、その生成過程は似ている。ボーキサイトは、台地地形に存在するものと石灰岩・カルスト地形に存在するものの2種類がある。世界におけるボーキサイトの産地を図-2.12 に示す。³⁶⁾

ボーキサイトは、ギブサイト、ボーマイト、ダイアスポア、ヘマタイト等のアルミニウムの水酸化物、鉄の酸化物がその主な鉱物であるが、石英、チタン等の鉱物も含んでいる³⁷⁾ (表-2.2)。世界各地のボーキサイトは、その生成時期が異なっているが、主に石炭紀、三畳紀、白亜紀、第三紀後半、鮮新更新世から現在にかけてのいくつか集中している^{37), 38)}。

西オーストラリア州ダーリングレンジ付近は、地質学的な意味において長期間、熱帯湿潤気候であったが、ボーキサイト鉱床としては世界最大規模となっている。写真-2.8, 写真-2.9は、粒状ボーキサイト (Pisolithic Bauxite) および塊状ボーキサイト (Massive Bauxite) の様子を、図-2.13 は、典型的なボーキサイト地層断面を示している。

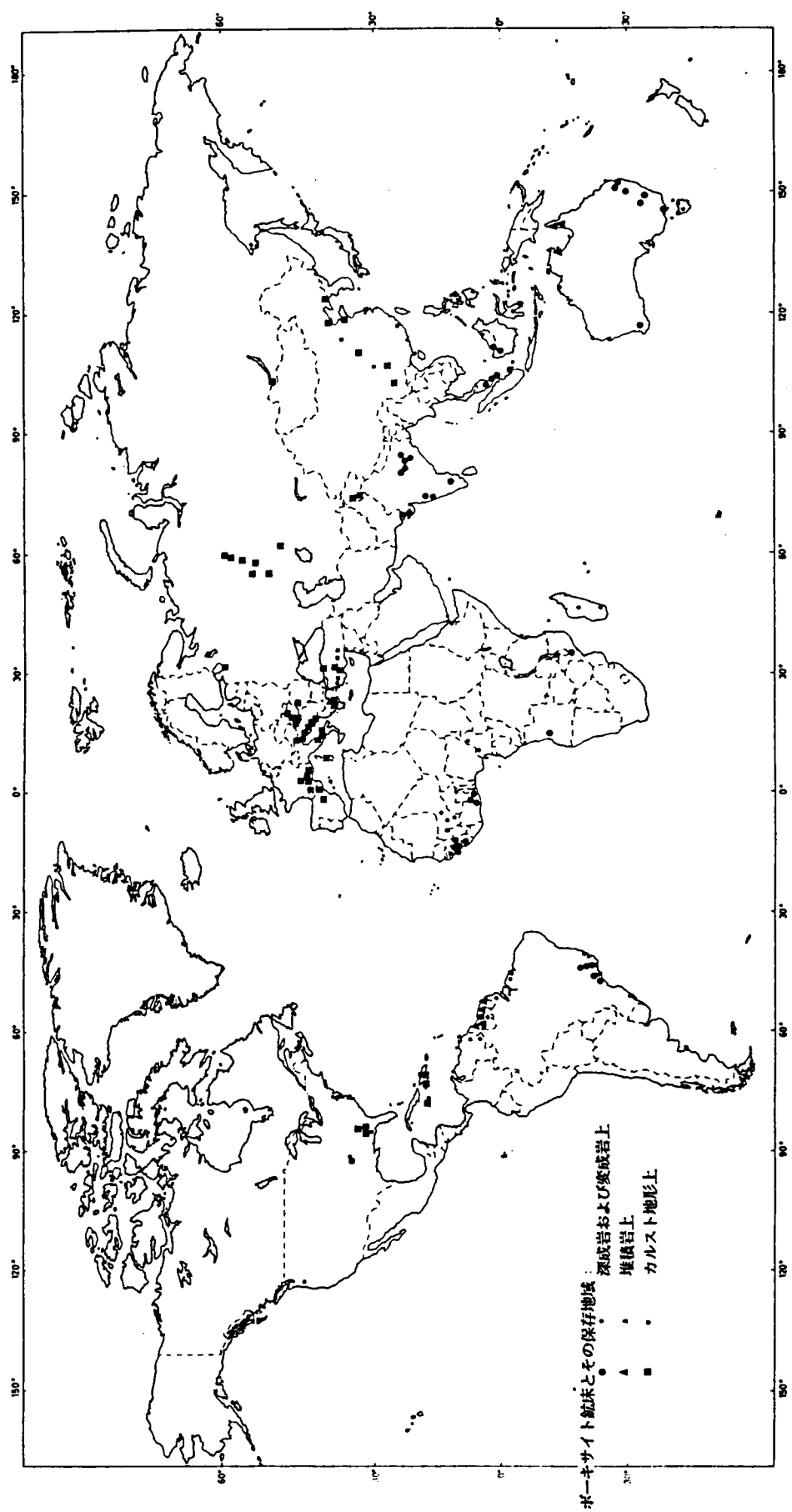


図-2.12 ボーキサイト（アルクリート）の分布（Veleton, 1972による）

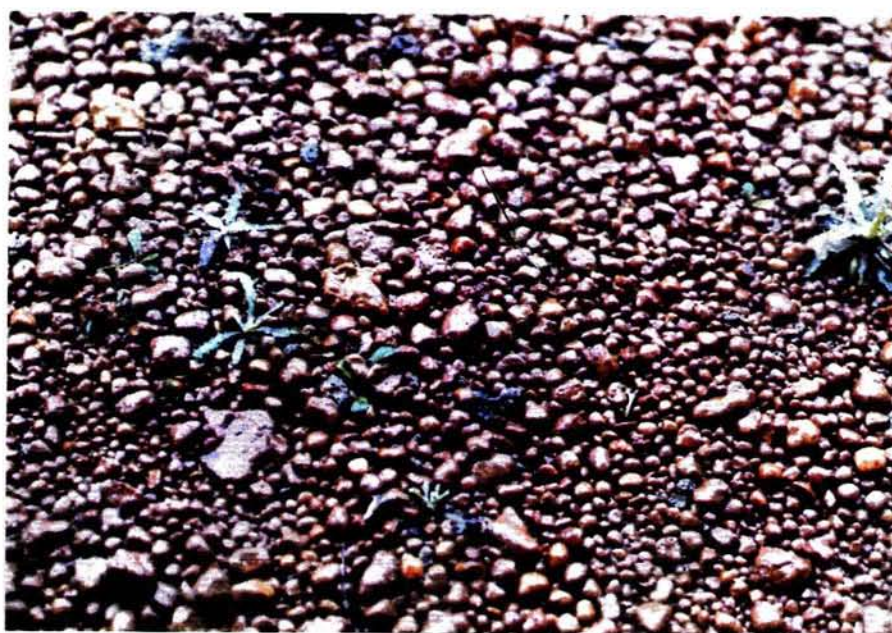


写真-2.8 西オーストラリア州，ダーリングレンジ付近における
粒状ボーキサイト

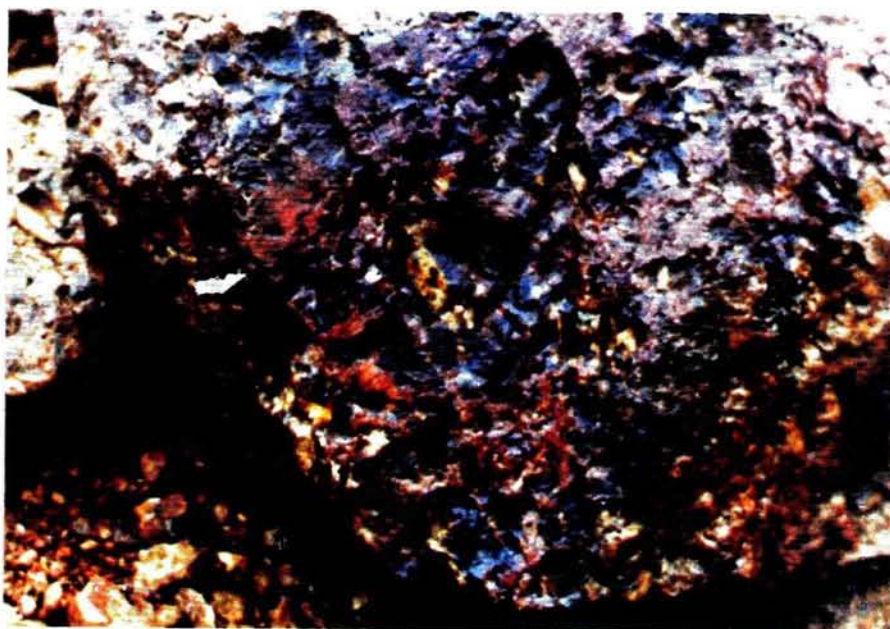


写真-2.9 西オーストラリア州，ダーリングレンジにおける
塊状ボーキサイト

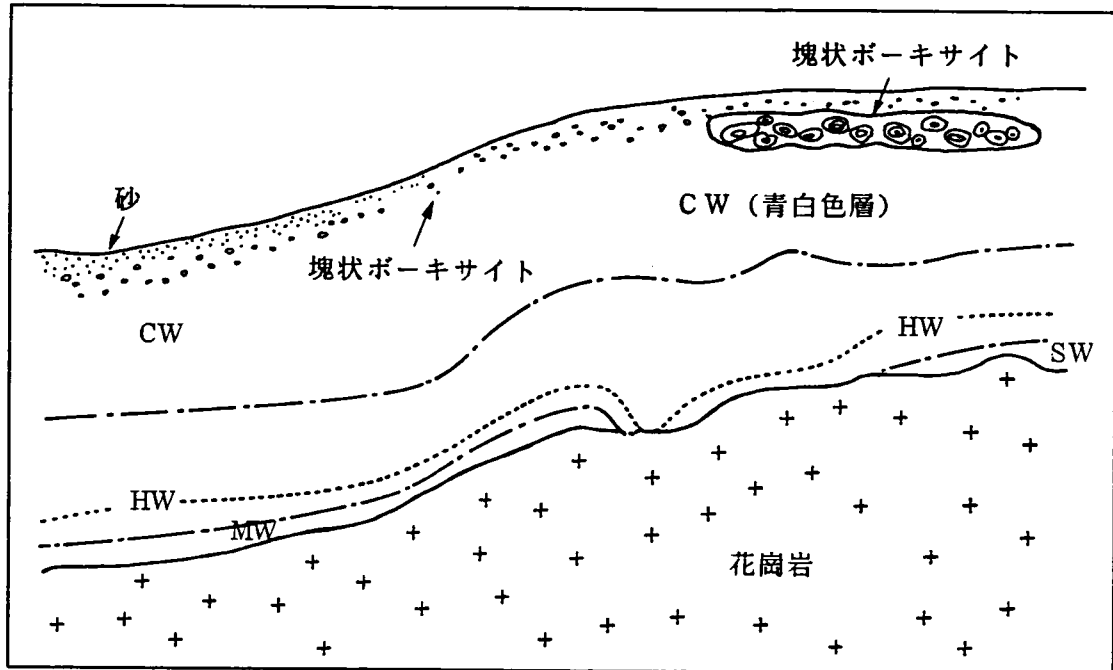


図-2.13 西オーストラリア州，ダーリングレンジ付近における典型的なボーキサイト断面 (Gilkes, 1973; GORDON, 1984, を参考にした)

(5) フェリクリート (ラテライト)

フェリクリートは、主に鉄の酸化物および水酸化物と若干のカオリン鉱物および他の鉱物を含む、粒状または塊状またはポーラスな状態な風化硬盤である。フェリクリートは、熱帯および亜熱帯湿潤気候区に多く分布している。フェリクリートに関する詳しい説明は、次の節で行う。

2. 5 ラテライトおよびラテライト性土

2.5.1 はじめに

ラテライトおよびラテライト性土は、熱帯および亜熱帯地域において、赤色系の風化残積土および風化残積物をさす工学的な用語として使われている。このような土は、前章で述べたように図-1.2に示すような地域に分布している。

ラテライトという用語は、最初、Buchananによって1807年、南インドの高い鉄含有量の赤色粘土を指すため使われた。その粘土はたくさんの空隙があり、空気にさらされなければ、やわらかく、すきで切り出すことができるものだった。しかし、ラテライトは空気にさらすと固結する性質を利用して、建築用のレンガとして一般に使われていたため、Buchananはラテン語でレンガを意味する、Later からLateriteと名付けられた。

ラテライトという用語は後になって、同じく南インドに存在する鉄石(Ironstone)に対して、さらに湿潤熱帯の土、Buchananの意味のラテライトの下層にある風化断面全体に対して、また、鉄分の多い角レキ岩に対してまで適用されたため用語の混乱が発生した。

ラテライトに関する化学的、土壌学的、鉱物学的、地盤工学的情報によれば、現在でもラテライトを指すことばは標準化されていないし、その結果、ラテライトおよびラテライト性土の中味や成分、命名法に関しては、多くの不一致が存在している。現在では、いずれにしてもその用語を定義する必要がでてきており、ある研究者は、先述したように、鉄分の多い固結した風化殻に対してはフェリクリートを、アルミニウムの多い固結した風化殻に対してはアルクリート（ボーキサイト）を用語として使用している。

2.5.2 過去におけるラテライトの定義

(1) 物理的定義

Buchananは1807年、インドのマラバールに存在する高い鉄分含有量のため赤色をした土を含む、高い鉄含有率の空隙のある物質を指すため、ラテライトの用語を使用した。地面からブロック状に切り出した直後は、十分軟かいが、空気にさらされると急激に固くなり、風化抵抗性が非常に出てくる。そのため、当時は固くなるという性質がラテライトの最も重要な特性であった。Buchananは、同じくインドで空気にさらされていない地中でも、固い土層を発見した。最初は、空気にさらされてはじめて固くなるという性質が強調されたが、その後、その固さが空気にさらされてできたものかどうかは関係なく、ラテライトとは、固結した土を指すという意味の拡大解釈がなされた。

その後、ラテライトという用語は、その土色という限られ特性のみを使うようになったため、さらに拡大解釈がなされた。Buchananはその土色について、“紫色ばいかまたは、レンガのように赤色の空隙の多い岩”と述べている。Walterはその固さより土色の方がより一貫した、また意味のある規準であると考え、赤色の沖積土を含む全ての赤色土に使用できると提案した。実際、20世紀のはじめには、熱帯地方を旅行する旅行者にとって、ラテライトは熱帯の赤色土全てを意味するようになり、学問上はほとんど意味のないものとなってしまった³⁹⁾。

(2) 化学的定義

今世紀になると、ラテライトを化学成分に基づいた科学的根拠のある定義にしようとする試みがなされ始めた。固結するという特性に鉄分が関係しており、そのため鉄分は主も重要な成分であるという仮定は、おのずから化学的な定義という方向になってきた。Buchananはこのことを示唆したため、その後、多くの鉄分の高いラテライトについて研究がなされた。しかしながら酸化第二鉄 (Fe_2O_3) 成分による鉄分含有量は、試料によるバラツキのため正確でなくまた科学的でなく、また工学上も実際的でなかった。

次にラテライトをアルミナ (Al_2O_3) 含有量や三二酸化物 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$) 成分から科学的に扱おうという試みもなされた。科学的な手法によって、化学成分からラテライトの判定を行い、定量的な扱いもできるようになったが、

しばしばこのようなラテライトの定義は、以前の定義と同様、不十分で不正確なことがあった。現在では、ラテライトの物理的特性というものは、鉄と／またはアルミナの含有量だけでは限定できないことがわかってきている³⁹⁾。

別の化学的区分の方法がMartinとDoynによって提案された⁴⁰⁾。彼らは、シリカ-アルミナ比 ($\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) に基づいてラテライト土を3種類に分類している。この比が 1.33 より小さいものは、真のラテライトとして 1.33 から 2.0 のものはラテライト性土(Lateritic Soil)、そして、2.0以上のものはラテライト性でない熱帯風化土とした。Winterkornは、Buchananがラテライトの最初の定義においてラテライト岩における鉄酸化物の役割に重きをおいてたことを考慮して、シリカ-アルミナ比 ($\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) を使うことに疑問を示した。さらにラテライトにおける固結化の過程は、主にアモルファス状の酸化鉄の結晶化からなっていると考えられたため、Winterkornはラテライト中の鉄分の存在がその工学的特性に最も影響を与える因子であると提案した。

他の研究者は、 $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3$ や $\text{SiO}_2 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ の比を提案したが、化学的な定義は後になって、形態的な定義に道をゆずることになった³⁹⁾。

(3) 形態的な定義

Alexander とCadyはラテライトについて次のような定義を行なっている³⁹⁾。

『ラテライトは非常に風化の進んだ材料であり、鉄やアルミナの三二酸化物を多く含む。ラテライトは塩基やシリカ化合物の一次鉱物はほとんどないが、石英とカオリナイトは多く含んでいる。ぬらしても乾燥させても固結しているか、固結することができるものである。』かなり複雑な定義であり、実際上、使用することはかなり難しい。ところで、サバンナ気候に属するナイジェリア、カドナ地方ではラテライトと呼ばれる固結した風化殻を含む小丘と非常に平坦な地形が特徴的である(図-2.14)。そういう意味で、地形とラテライトの存在は密接な関係があり、この関係は、オーストラリアのラテライトについても確められた。それ故、ラテライトは、ほとんど平坦な地形に発達した小丘上に存在する鉄分を多く含む風化硬盤の一種として形態学的には定義できる。

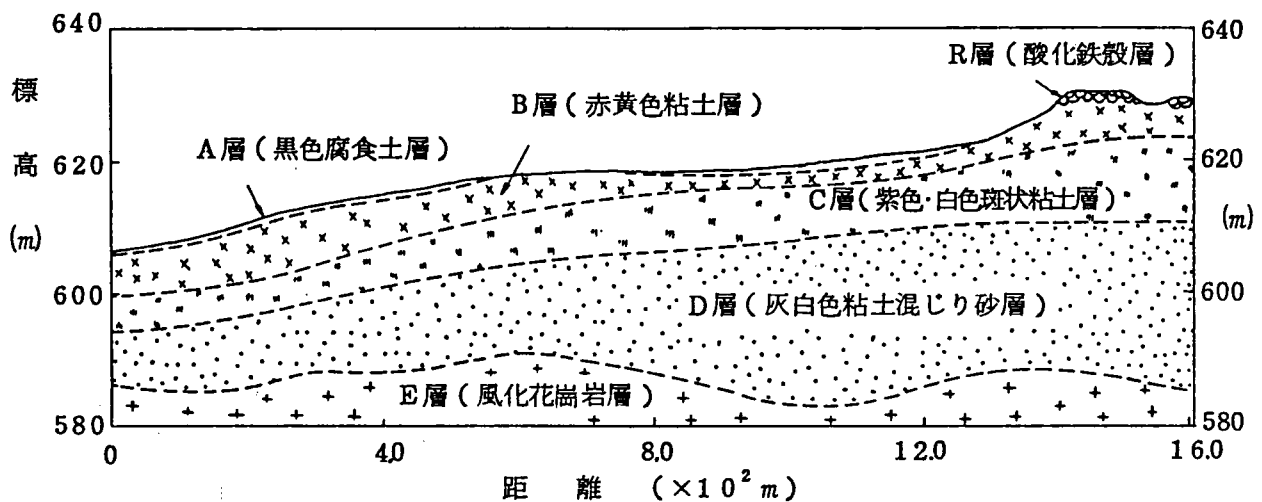


図-2.14 ナイジェリア・カドナ地方の代表的地形と土層断面

(4) 農学的定義

農学においては、F A O（世界食料機構）やU S D A（合衆国農業省）の土質分類が最も有名である。もし、F A Oの土質分類を採用するとすると、熱帯地域の赤色土はフェラリゾル(Ferralsols)、アクリゾル(Acrisols)とルビゾル(Luvisols)に分類される。各土質分類は、以下のような定義である⁴¹⁾。

a. フェラリゾル(Ferralsols , Oxisols-USDA)

粘土分の中に三二酸化物を含む土であり、カオリナイトとシリカも含む。その土層断面にプリンサイト（斑状）層を含むことがある。フェラリゾルの用語はラテライト性土(Lateritic Soil)と同意のことが多く、乾燥のくり返しで表面をさらされたものは、固くなる鉄分の多い土を含む。粒状または塊状に固結した土を含み、一般的には、赤色あるいは黄色の風化残積土を含む。フェラリゾルの分布を図-2.15に示す⁴²⁾。

b. ルビゾル(Luvisols , Troupudalfs , Paleudalfs, Paleastalfs-USDA)

B層に粘土の集積がみられる土で、赤茶色の地中海土壌、茶色の地中海土壌、“ラトゾル”や赤味をおびた茶色のラテライト性土を含む。フェリックルビゾル(Ferric Luvisols)は、赤色から濃い赤色となっている。プリンサイト性ルビゾルは、地表 1.25 m以内にプリンサイト層（斑紋層）を含む。

c. アクリゾル(Acrisols , Ultisol-USDA)

非常に酸性の強い土で、B層に粘土の集積を含む土である。プリンサイト性アクリゾルは、地表 1.25 m以内にプリンサイト層を持つ土層である。アクリゾルの分布を図-2.16 に示す。

以上、熱帯地域の赤色土に関連のある代表的土壌を紹介したが、若干の説明を付け加えると以下のようなになる。

ルビゾル(Luvisols)は、赤色の熱帯土としては、はっきりした乾期のある、より乾燥した地域に分布する⁴²⁾。この土壌は、火成岩、変成岩、埋積岩あらゆる岩種の母岩から生成される。十分に湿潤なルビゾル以外は、鉄とアルミナの鉱物に脱水作用が働いており、季節的な脱水はおこらない。ハロイサイトやアロフェンは、火山性の岩の場合でも存在しない。ルビゾルはアッターベルグ限界が低く、C B R 値は高いが、土の脱水作用と集合（アグリゲーション）にその理由が求められる。鉱物が、加水された場合には、もっと大きな塑性と液性限界を示すと思われる。

フェラリゾルとアクリゾルは、熱帯地域の赤色土としては、植物の良く繁茂している湿気の多い地域に分布している。この土壌もあらゆる種類の母岩から形成される。ギブサイトが共通した粘土鉱物であり、アルミナ及び鉄の水和物を含む。ハロイサイトは、火山岩の場合かなり共通に存在するが、塩基性の貫入岩の場合あまり見られない。加水ハロイサイト（一般に連続して降雨のある地域に限られるが）のため、土壌が乾燥すると、土壌の性質が変化する。鉄石(Ironstone) 硬殻や硬盤(Hardpan) もかなり一般的である。鉄石の分布を図-2.17 に示す⁴²⁾。

フェラルゾルは、空気にさらすと固結するプリンサイト層を持つことがある。土壌の脱水作用は、一般的には植物によって制限されているが、植物が取られてしまえば脱水作用(Dehydration) はおこる。

(5) 工学的定義

母岩の風化によって形成される土の土層断面は、その地方がどのような気候におかれていたかに強く影響される。それ故、風化残積土の地盤工学的特性は、気候に非常に影響され、温帯地方での土の挙動に関する知識や経験は、必ずしも熱帯地方において適用できないこともある。

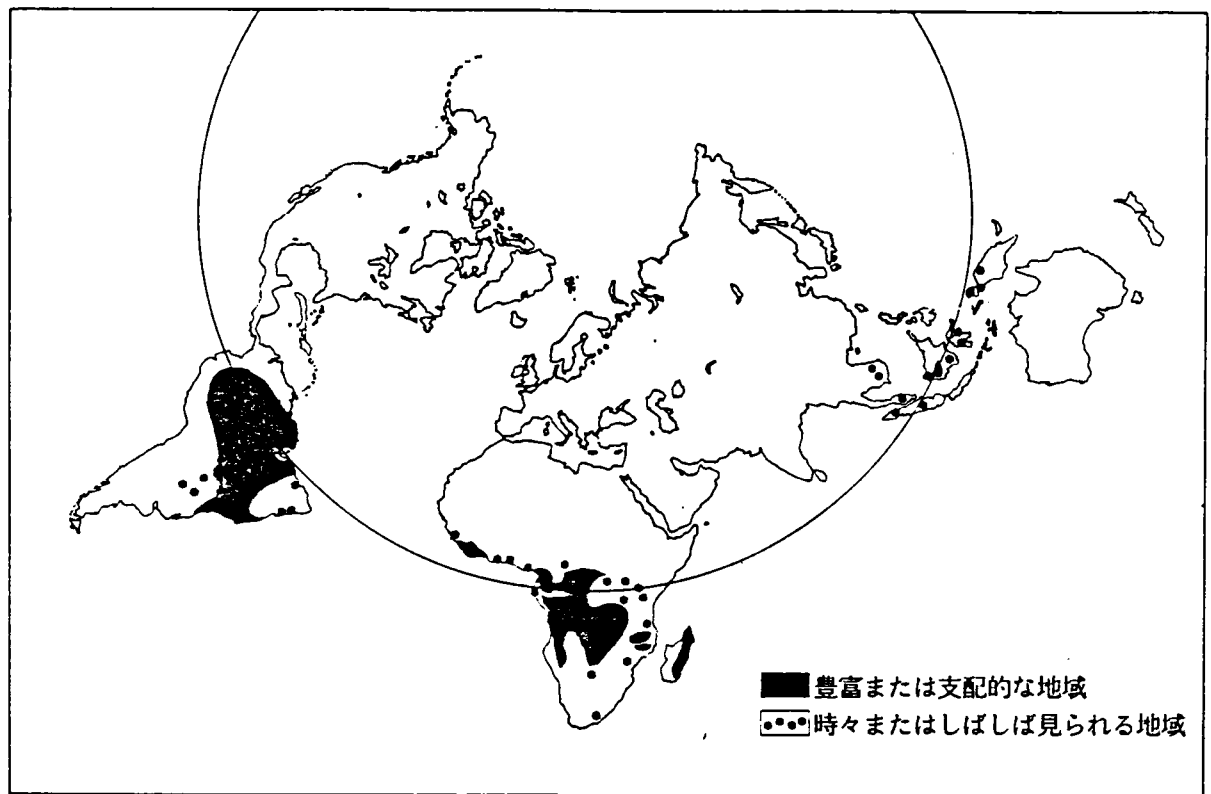


図-2.15 フェラリソルの分布 (Fitzpatrick, 1980による)

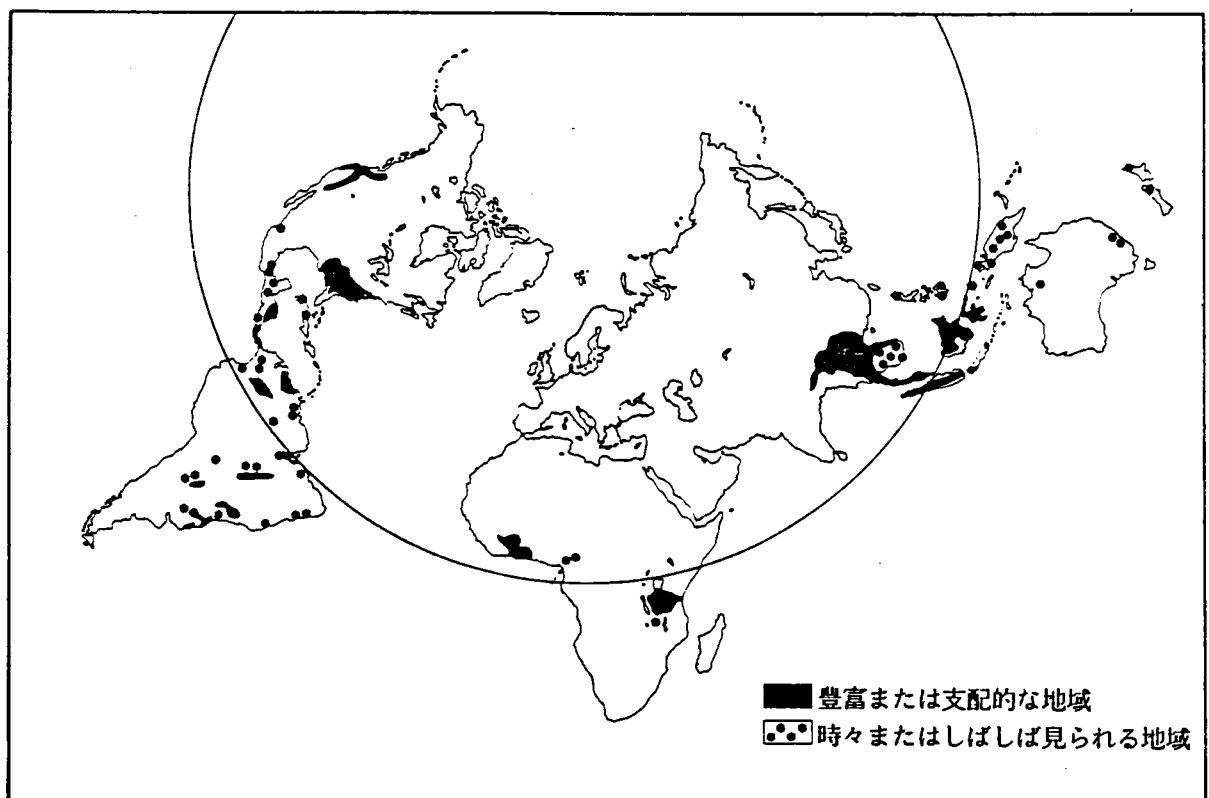


図-2.16 アクリソルの分布 (Fitzpatrick, 1980による)

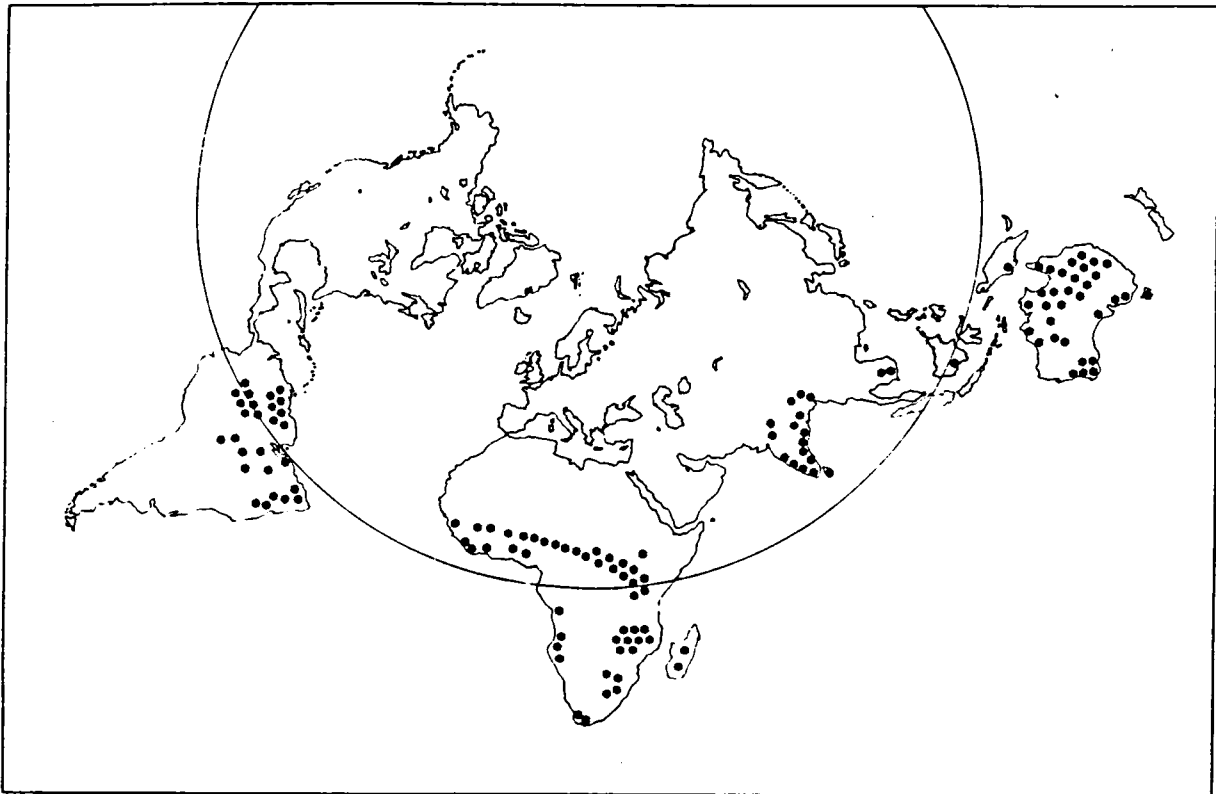


図-2.17 地表付近に存在する鉄石の世界的分布 (Fitzpatrick, 1980による)

現在までラテライト性土およびラテライトに対して定義をし、分類しようとする試みがいくつかなされてきた。その結果、いろいろな分類法が提案されたが、現在まで定義や分類の最終的なコンセンサスは得られていない。この主な理由は、一般に温帯地方には、ラテライト性土およびラテライトは存在せず、温帯地方の土壌工学、特に土質力学で使われている土の分類や定義は、特に温帯の土のためになされてきたためである。

Townsentらは、工学的な見地から次のような定義を提案している⁴³⁾。ラテライトは、アルミナと鉄の酸化物を多く含み、カオリンと石英も含むことが多い赤色の非常に風化の激しい土である。ラテライトは、部分的にか全体的に粒状か、石状あるいは岩石のように塊状に固結していることもあり、他の石を取り込んで固結していることもある。また比較的やわらかいこともあり、その場合でも空気にさらすと固結する性質を持つ。ラテライトの特定の状態は以下のとおりである。

a. ラテライト性土 (Lateritic Soil)

ラテライト風化作用によってアルミナと鉄の三二酸化物が多い赤色の土であり、固結する性質を持つか、固いラテライト石 (laterite rock) やラテライト砂利 (laterite gravel) を含むもの。

b. 熱帯赤色土 (Tropical Red Soil)

固結する性質を持たない赤色土、クラスノーゼムあるいはラトゾルであり、ごく少量の固結ラテライト石やラテライト砂利を含むもの。

c. ラテライト石 (Laterite Rock Cuirass)

ぎっしり詰まって、固い石のような材質の固結したラテライト殻であり、①凝結した粒状 (Consolidated concretionary masses) か②凝結した泡状 (Consolidated vesicular masses) か③粒状か泡状のものを取りかこんで固結した状態 (Cemented preexisting materials in pisolitic or vesicular structures) の3種類がある。

d. プリンサイト (Plinthite)

ラテライト石の特別の形であり、現位置で金属を使って切り出すことができ、乾燥させると固結し、もとにもどらないBuchananの定義したラテライトである。

e. ラテライト砂利 (Laterite gravel)

小さな固結した団塊か粒状のものである。これらの小塊は強度にバラツキがあり、層状に部分的に固結していることもあり、シルト質や粘土質のラテライト性土のマトリックスの中にゆるく存在することもある。小さな団塊の形は丸いものから角ばったものまでいろいろある。ラテライト砂利はうねりのある地形で、斜面の上部に沿ってかまたは丘や台地の端部に存在する。

この論文においては、とりあえずラテライトは粒状、塊状、あるいはそれらが固結したものであって、最低、三二酸化物成分を多く含み、土と異なり、固く固結したものを指し、工学的にいつて土と考えられるものはラテライト性土 (Lateritic Soil) と定義しておくことにする。詳しく厳密な定義は後章で述べることにする。

2.5.3 ラテライトの分類

2.5.1で述べたようにラテライトおよびラテライト性土は、熱帯および亜熱帯の地域では、最も一般的な土（ラテライトは岩と呼ぶべきかもしれない）である。

ラテライトについての分類は、その形態、成分そして地形や土層断面に関してのその出現位置といったものを基礎にしている。Young は、ラテライトの形態に基づいて以下のようなラテライトのタイプと詳細分類を提案している⁴⁴⁾。

(1) 塊状ラテライト (Massive Laterite) (写真-2.10 参照)

連続した固い構造を持っている。時々、完全に均質であるが、普通は空洞か土で満たされた空洞を含むことが多い。

しばしば石英粒子や他の岩石と合体していることがあるが、岩の構造は見る事ができない。以下のように細分類される。

a. セルラーラテライト (Cellular Laterite)

空洞は、ほぼ円まっており、それらは互いにつながっていないか、部分的につながっている。

b. ベシキュラーラテライト (Vessicular Laterite)

空洞が主に管状になっている。

(2) 粒状ラテライト (Nodular Laterite)

個々のほぼ円い粒状ラテライトで（ピソリス状ラテライト、pea ironとも呼ばれている）以下のように細分類される。（写真-2.11 参照）

a. 固結粒状ラテライト (Cemented Nodular Laterite)

個々の粒々は見えるが、同じ鉄石材料と一緒に強く固結しているもの。

b. 部分固結粒状ラテライト (Partly-Cemented Nodular Laterite)

c. 未固結粒状ラテライト (Non-Cemented Nodular Laterite)

粒々は、完全に未固結であるが近接している、全体の重量の60パーセント以上が粒状を形成している (Packed Nodular Laterite と呼ばれる)。

d. 鉄石 (Iron Concretions)

土の間に粒状の石が存在し、土層の重量の60パーセント以下が鉄石である (Spaced Nodular Laterite と呼ばれる)。



写真-2.10 オーストラリア・シドニー，シーフォースオーバル付近の塊状ラテライト

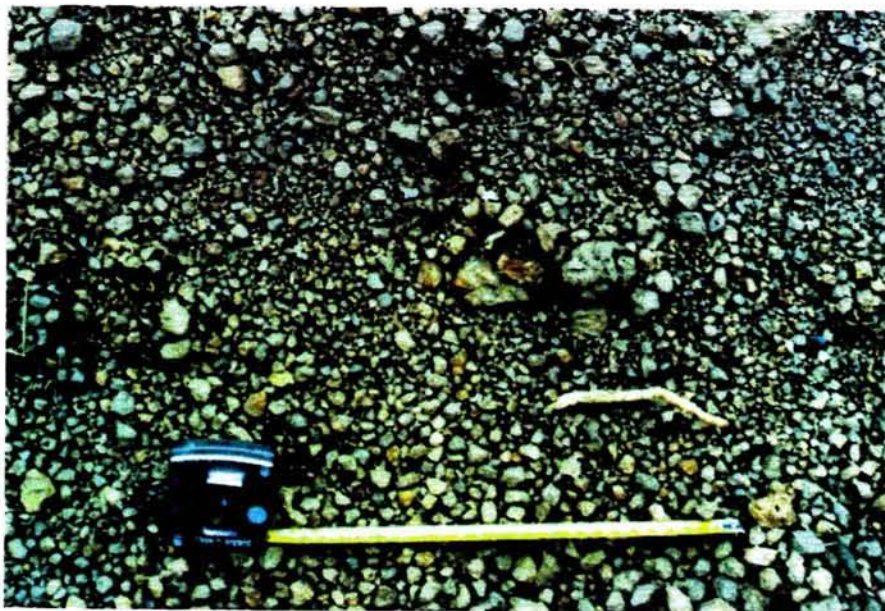


写真-2.11 ナイジェリア・カドナ地方の粒状ラテライト

(3) 再固結ラテライト (Recemented Laterite)

塊状ラテライト (Massive Laterite) や鉄化岩 (Ferruginized Rock) の破片を含む。部分的に、または全体的に固結している場合もあるし、破壊している場合もある。

(4) 鉄化岩 (Ferruginized Rock)

岩の構造は残っており、見るができるが、鉄によってかなりの部分が置きかわっている。

(5) 軟質ラテライト (Soft Laterite)

鉄分の多い斑状粘土であり、空気にさらすか乾湿の繰り返しにより固結するもの。

2.5.4 ラテライトの形態的特徴

ラテライトが存在している地形を形態的な見地からながめると、そこには、いくつかの近似点があり Young はそれらを3つのタイプにまとめた⁴⁴⁾ (図-2.18 参照)。

a) 台地ラテライト (Plateau Laterite)

b) 谷地形ラテライト (Valley Laterite)

c) 地形に沿った土層中に存在するラテライト (Laterite as a soil horizon

following the relief)

厚い硬殻はたいていの場合、台地ラテライト (a) として存在し、頂部は浸食に耐えて残留した形になっている^{45), 46)} (図-2.18, A-1, A-2 参照)。頂部が水平に見えるが、ラテライトは測ってみると、たいてい 2° 以内のゆるい傾きを持っている。このような硬殻は、地形学的には風化に抵抗する岩の一種として作用し、台地状の残積物、岩台、険しい岩山とその崩積斜面という特徴的な地形を持つ。その斜面に粒状ラテライトか再固結ラテライトを持つ、はっきりした2種類のレベルの硬殻を持つ場合もある (A-1, A-3)。薄いラテライトの水平層が台地地形から始まり、谷地形でなくなっている場合もある。

谷地形ラテライト (b) は、谷地形床の端部や急斜面下部に存在する (B-1, B-2)。このような谷地形ラテライトは、サバンナ気候地域のゆるやかな起伏の平原にある谷地形において、地下水のしみ出している位置と同じ場合が多い。

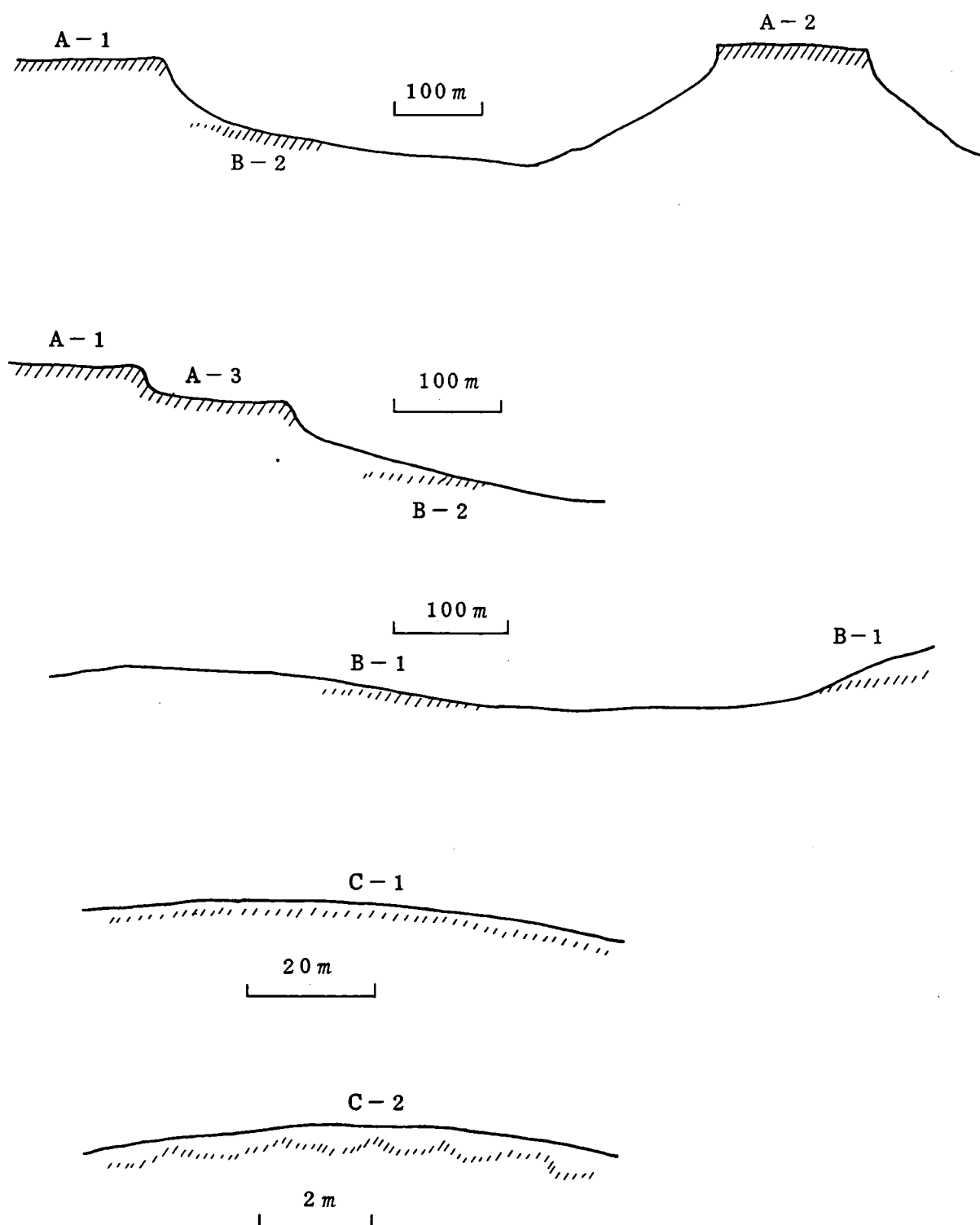


図-2.18 ラテライトの出現する地形 (Young, 1976による)

地形に沿った土層中に存在するラテライト(c) の場合、台地や谷地形の端部に見られるのではなく、地形に沿った土層中にかくれて存在する。この種のラテライトのための用語は特別ない。たいてい20～ 100cmの厚さの粒状ラテライトを持つ場合が多く、しばしば土と完全に風化したサブロライトの間に存在する。

Ollierは、フェリクリート（ラテライト）と岩の出現関係について図-2.19 の関係を与えている⁴⁷⁾。Ollierの概念は、Young のものとかなり似ているところがあり、いずれにしてもラテライトの出現と地形の間には、密接な関係があることは確かである。

図-2.14 で示したナイジェリア、カドナ地方のラテライトおよびラテライト性土の土層断面は、Young のA-2 タイプの地形、Ollierの高位にフェリクリートがあり露出岩のないタイプに分類されよう。

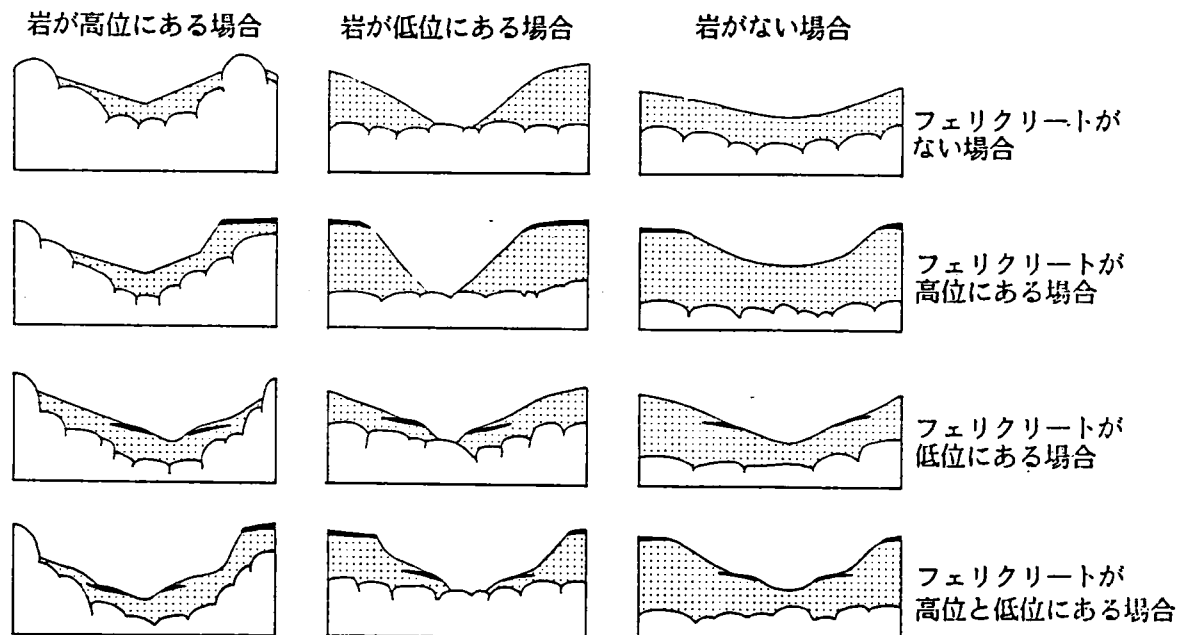


図-2.19 フェリクリート（ラテライト）と風化形態の関係（Ollier, 1984 による）

2.5.5 ラテライトの断面

現位置で発達したラテライトの土層断面は、数種類の土層からなっていることが多い。それらの土層は、土層断面の保存と発達の程度により、厚さ、硬さそして土色が変わる。

Walther は典型的な熱帯の土の土層断面として、次のような土の断面を一般化している⁴⁷⁾。

{ 土
斑紋層
青白土層
新鮮岩層

土層の最上部の部分は、いろいろな場合があるが、一般的にはフェリクリート（ラテライト）を含む赤色土であることが多い。この種の土層断面は、Walther によって初めて一般化されたため、Walther 断面と呼んでも良いものである。

一方、Selby はフェリクリート断面にしばしば認められる土層の特徴について上層から順次、次のように述べている。⁴⁸⁾

- 0-2mの厚さ

土の層であり、時々砂質のことがあり、粒状あるいは凝結物を含むことがある。この層は浸蝕されてしまうこともある。

- 0-10mの厚さ

赤色または、茶色の固結あるいは、やや固結した材料の殻であり、管状の構造（直径20~30mmの管状）を持っており、中はカオリンで満たされている。固結度の少ない土層は、ピソリス状（すなわち、赤茶色の酸化物でできている豆の大きさの粒々）である場合もある。

- 1-10mの厚さ

白色のカオリン質粘土と鉄とアルミの黄色三二酸化物の斑状層

- 60mの厚さまで（一般的には25m以下の厚さ）

漂白されたカオリン質土からなっている青白色層、斑状層と青白色層の境界は、必ずしも明確ではなく、斑状層と青白色層はその位置が逆転している場合がある。

・ 60mの厚さまで

最初の岩の構造を残している深くまで風化した岩盤の風化前線（斑状層や青白色層は必ずしも存在しない）

ナイジェリア、カドナ地方のラテライト性土の土層断面の場合（図-2.14）、上述の全ての特徴を土層断面にほとんど含んでいるが、オーストラリアのダーリングレンジの土層断面の場合、時々、斑状層は存在しない。写真-2.12 はナイジェリアのカドナ地方で観察される斑状粘土層である。

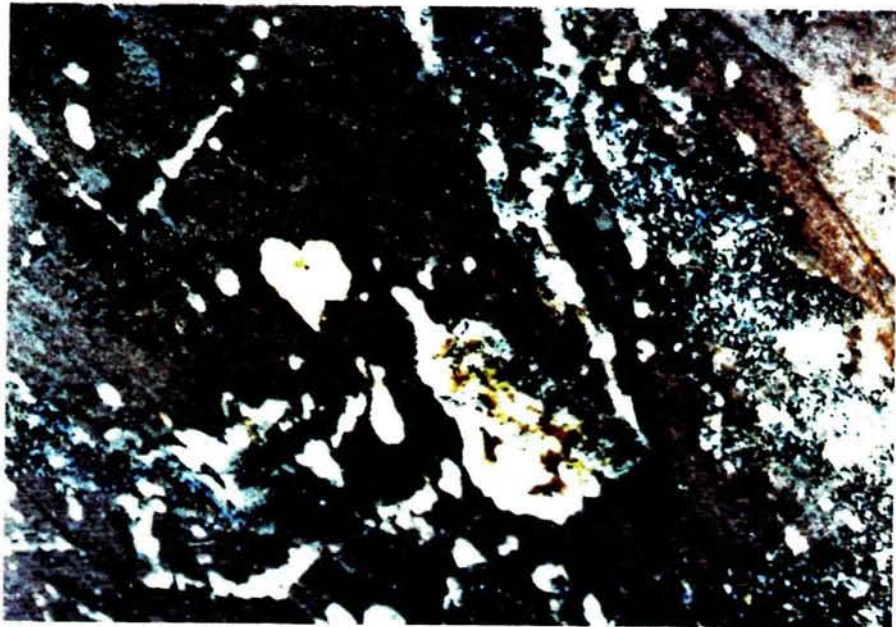


写真-2.12 カドナ地方における斑状粘土層（KN-3, GL-8m）

2.5.6 ラテライトの起源

ラテライトの形成を説明するためには、鉄分の多い物質が集積していること、また固結して硬くなって存在していることについて考慮する必要がある。

ラテライトの断面は、2.5.5節の図-2.18，図-2.19で説明したように、規模が非常に変化している。すなわち、ラテライトは2，3センチメートルから数十メートルの厚さまで変化している。このラテライトの下層は、鉄の溶脱層も非溶脱層も含めて、数ミリメートルから100メートルの厚さまで変化している。非常に厚いラテライトやボーキサイト層がほとんど直接、新鮮な岩の上にある場合もあり、たいへん薄いラテライト層が時々非常に厚いサブロイト（風化土）層の上にある場合もあり、両層の間に直接の関係はないようである。

薄いラテライトの層や粒状ラテライト（個々の鉄石）については、土層内部での形成という説明が可能であるが、しかし、厚い硬殻やたくさんの薄いラテライト層を含めていた場合、時間スケールがあまりにも短かすぎ2.5.4節で述べたように、ラテライトの形成は、地形の進化と関係があることはまちがいない。

ラテライトの重要な特徴は、 Fe_2O_3 や Al_2O_3 の三二酸化物や TiO_2 などの化学成分が他の成分と比べて多いことである。三二酸化物の集積に関しては、2つの説が提案されている。すなわち、三二酸化物の相対的集積と絶対的集積である。

(1) 相対的集積

三二酸化物の相対的集積とは、塩基やアルカリ性の水の中で可溶性のシリカが溶け出して、不溶性のカオリン、石英や鉄やアルミの酸化物が、残留した結果、三二酸化物が集積していく反応をいう⁴⁹⁾。結晶性のシリカ（石英）とカオリナイトも、不溶性と考えられる。アルカリの入っている浸透水が通ると石英、カオリン、多分チタンやマンガンも含めて、主に鉄とアルミの酸化物からなっている土の骨格が残留することになる。それ故、三二酸化物の相対的集積は、土の体積の減少を伴うことになる。以前は、ラテライトは、連続した脱シリカの過程で形成され则认为られていた。この仮説があやまりである証拠は、まず第一に、ラテライトと同じ化学成分の土で固結する特徴を持たない土が存在すること、第2に、ラテライトを微視的に観察すると明らかに鉄が付加されていることがわかることである⁴⁴⁾。脱シリカ作用は、ラテライトが、母材から三二酸化物を増加させることに寄与する1つの因子にはなっている。

Macfarlaneは以下のような説明を行なっている³⁹⁾。すなわち、下から上に発達したラテライト断面において、その形成の段階は、断面の下層より上層の方が早く始まった徴候を示している（図-2.20 a 参照）。実際、段階1の風化は、風化前線が低くなるに従い、より深いところで、おこるようになり、他の断面の境界は、表層も含めて、それに従うようになる（図-2.20 b）。

各風化段階の生成物は、次の段階のために、母材となり、段階3で特徴づけられる最も風化抵抗のある成分は、上の部分Sから供給され、集積することになる。

(2) 絶対的集積

三二酸化物の絶対的集積においては、鉄は溶解して運ばれ、沈澱する。それ故、地形的に高い所から低い所へ、地下水や、浸透水の流れのある箇所では、三二酸化物が、溶け出し、さらに下流域の土中で沈澱することが考えられる。

一方1つの土層内では、垂直方向の水の動きによって、三二酸化物の絶対的集積があると考えられる。特にサバンナ気候区では、規則的な地下水位の上昇と下降があり、三二酸化物の集積に最も良い状態をつくるが、この過程は、熱帯雨林気候区

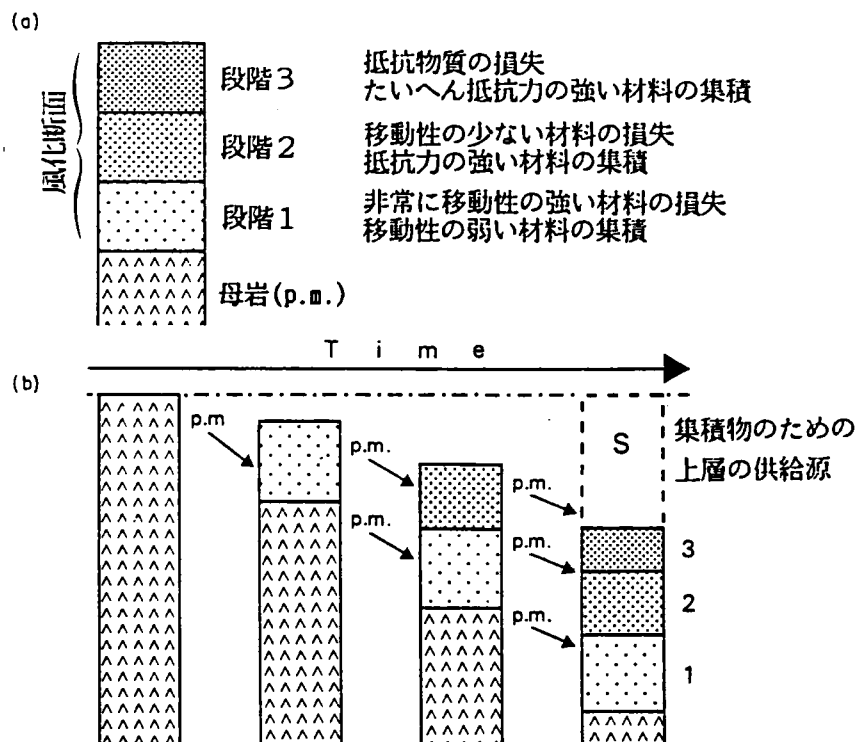


図-2.20 風化過程 — 時間的, 空間的關係

でも、短期間の乾期や、ほんのしばらくの乾燥時期があれば、発生する。地下水位が高い間、鉄は第一鉄の形となっており、水に溶解している。鉄は、水位より上の土からの排水によってか、あるいは、飽和土層中の嫌氣的雰囲気の中での風化によって供給される⁴⁴⁾。地下水位が低下すると、この鉄は、酸化して沈澱する。酸化した第二鉄は、比較的難溶性であり、次の地下水位が高い時期を通してそのまま残り、次の乾期でさらに加わることになる。このようなプロセスで、熱帯、亜熱帯のラテライトは形成されたと現在のところ考えられているが、いずれにしても、鉄分は、現在、ラテライトが形成されている位置ではなく、他の場所から運搬された訳であり、これが絶対的集積の意味である。

(3) ラテライトの起源に関する最近の提案

台地ラテライト (Plateau Laterite) の厚い殻の起源を考える場合、そのように厚い鉄分の多い物質の起源や、たいていの場合、ラテライトの下層にある青白色層 (Pallid Zone) の起源が問題になる。

Trendallはウガンダのブガンダ (Buganda) 地方のラテライトの鉄分含有量を計算し、ラテライトの起源について推定をおこなっている⁵⁰⁾。彼によれば、ブガンダ地方のラテライトは花崗岩の上に広がっており、10mの厚さがある。ラテライトの鉄分含有量は、 $600\text{kg}/\text{m}^3$ であり、花崗岩のそれは、 $42\text{kg}/\text{m}^3$ であるから、1m厚さのラテライトが生成されるためには、14mの花崗岩が必要なことになる。約30パーセントが溶けて、損失として失われたと考えれば、約200mの厚さの花崗岩がラテライト硬盤を生成するのに必要となる。この計算では、以前の岩がもっと鉄分を含んでいたかもしれないということを見逃しており、2, 3の場合には、適用できるかもしれないが、一般的な説明にするには、やや難しい⁴⁴⁾。このように、現在のラテライトの鉄分（あるいはアルミナ分）に必要な岩の厚さは、たいてい現在の土の厚さを越えており、ある場合には、青白色層 (Pallid Zone) の厚さも越えることがあり、これらからラテライトの起源を説明するのが困難になる。

Macfarlaneは青白色層は鉄分の供給源でないとし、青白色層はフェリクリート (ラテライト) 形成とは別にフェリクリート形成後、発達したものだとして提案している。彼女の提案によれば、鉄およびアルミナの集積のしかた、すなわち、図-2.20のS層から、鉄およびアルミナの3つの土層への移動のしかたに、2種類があると

述べている³⁹⁾。土起源ラテライト (Pedogenetic Laterite) と地下水ラテライト (Groundwater Laterite) である。土起源ラテライトの集積のメカニズムは、以下の特徴で要約できる (図-2.21 参照)。

- a. 地表付近の酸化環境における未分離の鉄分の保持と相対的な集積
- b. 土中でピソリス (粒状) 形成への分離と土中の底部における集積
- c. 低下していく地盤に累加的な効果を与えるため鉄分の豊富な残積物がくり返し溶け出すことと、また、たまること。

一方、地下水ラテライトの場合、本質的には、地表地盤の低下の一種であり、分離したものが、良く集積し、地下水位の上下の範囲で、土中の基底部分に密に詰まったピソリス状 (粒状) ラテライト (Cemented Nodular Laterite と同種か) の層を形成、発達する (図-2.22) そして、地形がゆるやかな場合は、このような密に詰まったピソリス状ラテライトは塊状ベミフォームラテライト (Massive Vermiform Laterite) に変化する³⁹⁾。図-2.22 で地下水ラテライトは以下のプロセスで形成される。

- (a) 鉄分は、分離し、地下水位が上下する狭い範囲内でピソリス (粒状ラテライト) を形成する。
- (b), (c) 低下する地下水位は、ピソリスが形成されている場所を低下させ、先に形成されたピソリスを地表層に残す。
- (d), (e), (f), (g) ピソリスは土の基底部で集積する。
- (h), (i), (j), (k) 地下水位は安定化し、連続した溶脱によって、地表に近い層は減少し、残積したピソリス層は、とぎれとぎれに固まった層になる。
- (l), (m) ピソリス状の残積物は、ゲオサイトの多い塊状ベミフォームラテライトに変化する。

土起源ラテライトと地下水ラテライトの違いは、もし、両者がサプロライト層に形成されたとするとピソリスの分布のパターンが逆になることである (図-2.23)。前者は、土中の基底部に向かって下方にピソリスが増加するのに対し、後者の場合、サプロライト層までピソリスが形成され上の基底部に向かい上方向にその分布が増加する。

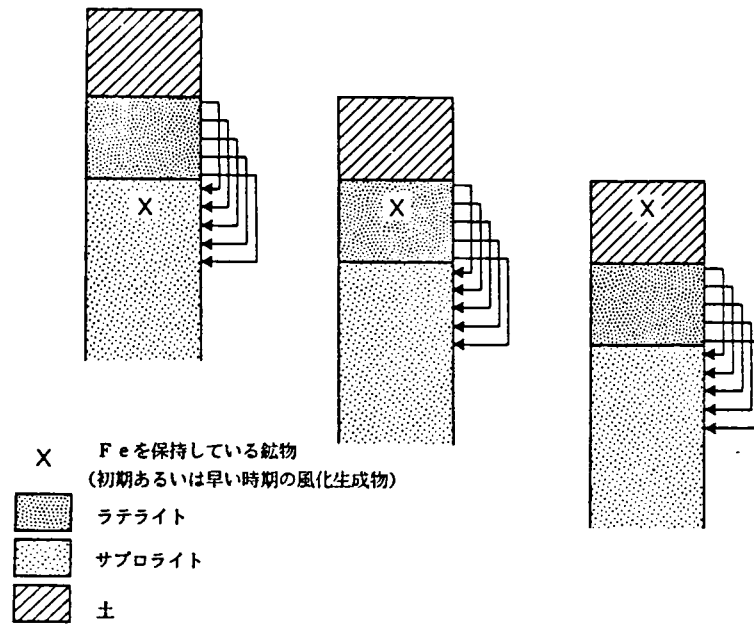
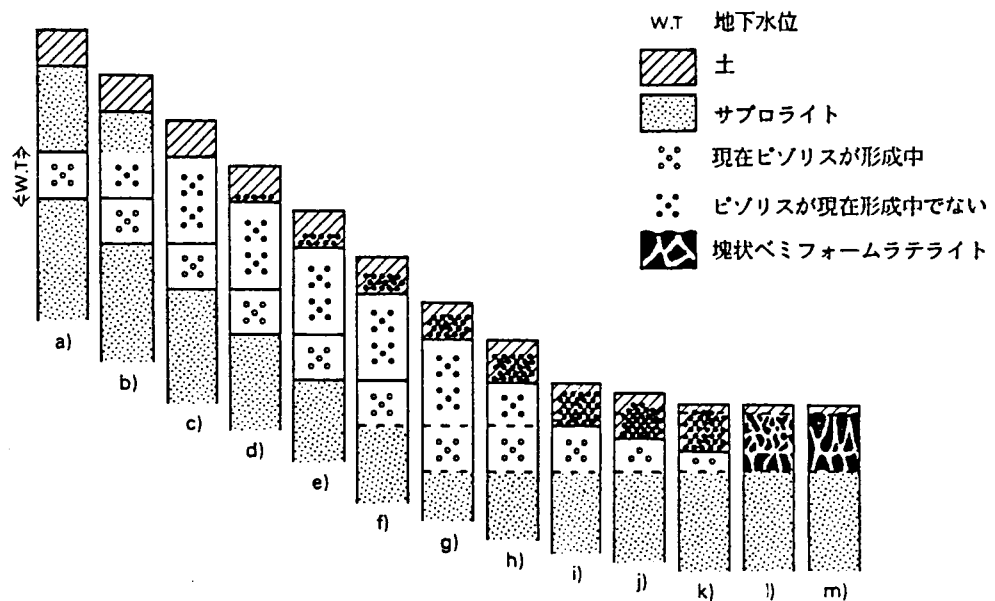
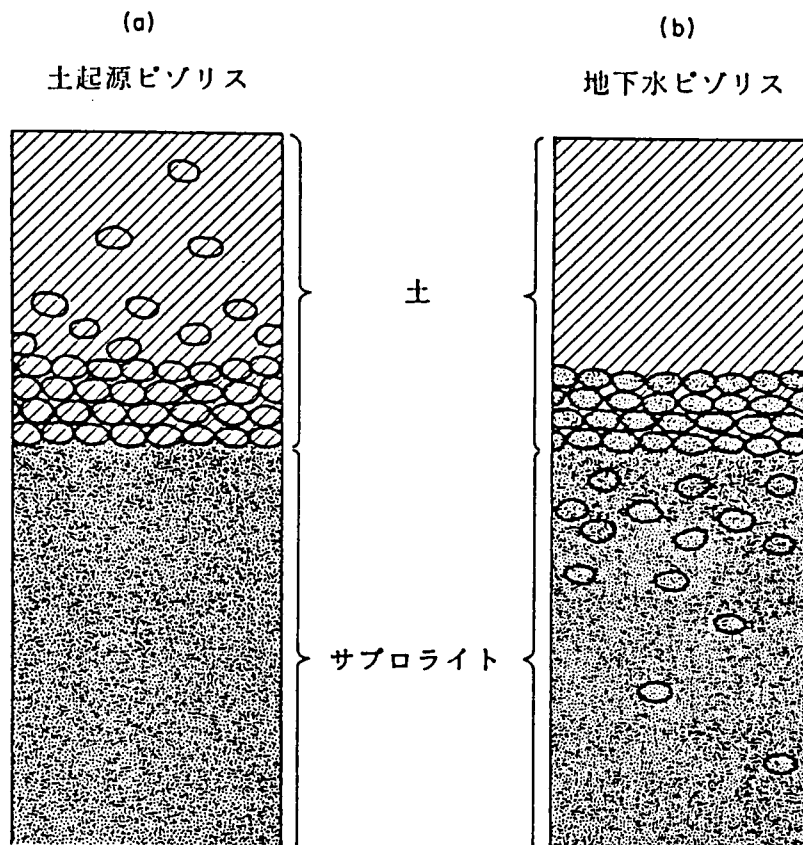


図-2.21 土起源ラテライト形成のメカニズム (MacFarlane, 1983 による)



- (a) 鉄が地下水位変動の狭い範囲でビソリスを形成するため分離する。
 (b) と (c) 地下水位の低下はビソリスが形成される層の低下をもたらし、以前にできたビソリスを残してくる。
 (d) . (e) . (f) と (g) ビソリスは土の下層に集積してくる。
 (h) . (i) . (j) と (k) 地下水位は安定し、連続した溶脱のため、土層は減少し残積したビソリス層は断続して飽和した層に変化する。
 (l) と (m) ビソリスの残積物はゲーサイトの多い塊状ベミフォームラテライトに変化する。

図-2.22 地下水ラテライトの形成過程 (MacFarlane, 1983 による)



- (a) 土起源ピソリスは土中に形成され基層に向ってたいてい増加している。
 (b) 地下水ピソリスは下のサブロライト層に形成され土の基層上方に向ってたいてい増加している。

図-2.23 ラテライト断面におけるピソリスの分布

(4) 結 論

ラテライトの起源に関しては、不明確な点も多が多い。しかしながら、ラテライトがいったん形成されると、その独自の性質を失うことなく、連続した地層として、長期間、存在することは、確かである。そしてラテライトが現在は形成されていないという訳ではないが、現存しているラテライトのかなりの部分は、Pleistocene から第三紀にかけて形成された残積物となっており⁴⁴⁾、これらのラテライト層が固有の形態特徴を保ちながら、長期間の風化作用に耐えて、現在、出現している。

2. 6 結 論

本章では、風化および風化生成物について、地球化学、地質学等の知識も使いながら既存の文献と現地調査や観察の結果も踏まえ、広く全地球的視野に立ちながら概説した。

まず、第1節では、風化過程が、岩石を低温と大気圧の条件下で鉱物学的に調和させる地球化学的過程の一部であり、気候、母岩の種類、生物活動、地形、時間の諸因子に影響されることを指摘した。

第2節では、風化は、岩石が細片化する物理的風化とサブライトや土壌にまで変化する化学的風化に分類され、さらに化学的風化過程は、主に、地球化学的風化と土壌化学的風化に分類されることを説明した。

第3節では、風化に影響を与える因子のうち、気候、母岩、生物活動、時間についてやや詳細に説明を行なっている。すなわち、風化に影響を与える気候の中で、主要因は、降雨量と温度であり、降雨量が多く、気温が高い地域程、化学的風化が大きく、逆にツンドラ地帯や砂漠地域では、ほとんど化学的風化が生じない。母岩の種類によっても風化し易さは異なり、また、石英分を多く含む岩石は、土壌となっても、粗粒な石英粒を含むことを粒度分布の点から、説明した。生物活動による風化作用については、物理的風化と化学的風化の両者が含まれており、また、時間に関しては、ラテライトや古赤色土といった風化残積物（土）が現在の気候というより、むしろ、第三紀以前や、第四紀における間氷期といった過去の気候の産物であることを述べ、風化にとって、時間は、非常に重要な因子であることを強調した。

第四節では、地球上の種々の気候区で、特別な化学成分のみが集積し、固結化して風化残積物となった種々の風化硬盤(Duricrusts)について紹介している。すなわち、シルクリートはシリカ(SiO_2)成分を95パーセント程度含み、独特な水平台形地形を有し、骨材や鉄道用バラストとして利用されている。カルクリートは、炭酸カルシウム(CaCO_3)が集積した風化残積物であり、土状態のものから硬盤になったものまで存在する。ジブクリートは温暖な砂漠地帯に多くみられ、石コウ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)を主成分とし、中近東の建設工事等でしばしば遭遇する風化硬盤であることを紹介している。アルクリートあるいは、ボーキサイトは、過去の種々の時代において形成されたアルミナ(Al_2O_3)成分の多い風化硬盤であり、アルミニウムの原料として、重要な鉱物資源であることを説明した。

第5節では、鉄分（ Fe_2O_3 ）の多い風化硬盤として、ラテライトおよび、ラテライト性土について、その用語の定義、分類、土層断面、その起源等を文献や観察結果を通して、概説した。すなわち、空気にさらされると固結するインドのマラバール地方の赤色の粘土をBuchananがラテライトと命名したが、やがて、その定義の範囲が広がり、現在でも、明確な定義が定まっていないこと、また、ラテライトには、塊状のものから、粒状のものまで種々のものがあることを述べている。またラテライトの出現する地形には、台地ラテライト、谷地形ラテライト、地形に沿った土層中に存在するラテライトがあり、その土層断面は、ラテライト層、斑紋層、青白土層等の各土層で特徴づけられる。ラテライトの起源に関しては、現在でも、未解明の部分もあるが、少なくとも、ラテライトは鉄分が長い年月をかけて、集積し、その独自性を失うことなく、連続した地層として、風化に耐えて形成されたものであることは確かである。鉄成分の由来に関しては、絶対的集積と、相対的集積の2説があるが、現在でも、明確な説明がなされているとはいえない。

参考文献

- 1) Ollier, C.D. : Weathering, 改訂版 Longman, 1984, PP.1~ 3
松尾新一郎監訳 (初版) : 風化—その理論と実際, ラティス, 1971, PP.1~ 4
- 2) Loughnan, F.C. : Chemical Weathering of Silicate Minerals, American Elsevier Publishing Company, 1969, PP.1~ 3
- 3) Keller, W.D. : The Principles of Chemical Weathering, Lucas Brothers Publishers Columbia, Missouri, 1957, PP.3~ 7
- 4) Carroll, D. : Rock Weathering, Prentice Hall Press, 1970, PP.1 ~ 24
松尾新一郎監訳 : 岩石の風化, ラティス, 1974, PP.1~ 31
- 5) Millot, G. : Clay, Science of America 240, PP.109~ 118, 1979
- 6) 齊藤実 : 風化現象とその進行の度合い, 施工技術 第5巻 第4号, PP.25 ~ 31
- 7) 関陽太郎 : 岩石の化学的風化, 土と基礎, 1973年7月 PP.11 ~ 12
- 8) Selby, M.J. : Hillslope Materials & Processes, Oxford University Press, 1982, PP.1~ 29
- 9) Ollier, C.D. : Weathering, Longman, 1969, PP.123~ 136
松尾新一郎監訳, 風化—その理論と実際, 1971, ラティス, PP.145~ 166
- 10) Sherman, G.D. : The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays, in problems of clay and laterite genesis, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, New York, PP.154 ~ 161, 1952
- 11) Peltier, L. : The Geographic cycle in Periglacial Regions as it is related to Climatic Geomorphology, Ann. Assoc. Am. Geol., 40, 1950, PP.214 ~ 36
- 12) Strakhov, N.M. : Principles of Lithogenesis Vol.1 Translated by Fitzsimmons, J.P., Oliver and Boyd, Edinburgh, 1967
- 13) Fitzpatrick, E.A. : Soils—Their Formation, Classification and Distribution, Longman Group Limited, 1980, PP. 296
- 14) Embleton, C. and Thornes, J. : Process in Geomorphology, Edward Arnold, 1979, PP.73 ~ 129

- 15) Birkeland ;P.W. : Pedology,Weathering and Geomorphological Research,
Oxford university Press. 1974,PP.74,PP.285
- 16) Gidigasu,M.D. : Parameters for classification of fine-grained laterite soil
in Ghana.Highway Research Records,1971,PP.57~79
- 17) Carroll,D 著 松尾新一郎監訳 ; 岩石の風化,PP. 162,
ラテイス, 昭和49年.5月
- 18) Ollier,C.D. ; Weathering 改訂版.Longman 1984,PP.209.
- 19) 木宮一邦 ; 三河高原の風化殻とその形成時期－花こう岩の風化
第 3報－地質学雑誌第87巻第 2号,PP.91~ 102 1982.2.
- 20) Woolnough,W.G. : The Duricrust of Australia.Journal and Proceedings of Royal
Society of N.S.W.,1927,PP.24~53
- 21) Dury,G.H: Rational descriptive classification of duricrusts,
Earth Science Journal Vol.3.No.2,1969,PP.77 ~86
- 22) Selby,M.J. : Hillslope Materials & Processes,Landforms resulting from
Weathering. Oxford University Press,PP.30 ~44,1981
- 23) Summerfield,M.A. : Silcrete,Chemical Sediments and Geomorphology,Edited by
Goudie;A.S.and Kenneth Pye,1983,Academic Press,PP.59~91
- 24) Goudie,A. : Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes,
Clarendon Press.Oxford,1973,PP.82 ~84
- 25) Grant,K.and Aitchison G.D. : The Engineering significance of silcretes and
ferricretres in Australia. Engineering Geology,4 (1970) PP.93~ 120
- 26) Stephens,C.G. : Laterite and Silcrete,Geoderma,5 1971,PP.5~52
- 27) Young,R.W. : Silcrete distribution in Eastern Australia,Z.Geomorphology,
29.1,1985,PP.21 ~36
- 28) Langford-Smith,T.edited : Silcrete in Australia.Department of Geography,
University of New England,1978,PP.305
- 29) Goudie,A.S. : Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes.Clarendon
Press,Oxford,1973,PP.18

- 30) Goudie, A.S. : Calcrete, Chemical Sediments and Geomorphology Edited by
Goudie, A.S. and Pye, K. Academic Press 1983, PP. 93 ~ 131
- 31) Netterberg, F. : Roadmaking properties of South African Calcretes,
Proceedings of 4th Regional Conference for Africa, 1967, Vol. 1, PP. 77 ~ 81
- 32) Horta, J.C. De O.S. : Calcrete, Gypcrete and Soil Classification in Algeria,
Engineering Geology, 15, 1980, PP. 15 ~ 52
- 33) Netterberg, F. : Geology of Southern African Calcretes, Transactions of
The Geological Society of South Africa, 83, 1980, PP. 255 ~ 283
- 34) Watson, A. : Gypsum Crusts, Chemical Sediments and Geomorphology,
Edited by Goudie, A.S. and Pye, K. 1983, PP. 133 ~ 162
- 35) 津田, 小池, 本間, 実方, 会田 : 水路堤体材料としての Gypsiferous Soil
(石こう土) - シリア, 土と基礎 Vol. 27 No. 1, 1979, PP. 37 ~ 46
- 36) Valetton, I. : Bauxites, Elsevier Publishing corp. 1972, PP. 11 ~ 12
- 37) 岩生周一 : ラテライト・ボーキサイトに関するいくつかの地学的問題,
地学雑誌 Vol. 86, No. 4, 1977, PP. 1 ~ 16
- 38) MacFarlane, M.J. : Laterites, Chemical Sediments and Geomorphology,
Edited by Goudie, A.S. and Pye, K. Academic Press, 1983, PP. 7 ~ 58
- 39) Mcfarlane, M.J. : Laterite and Landscape, Academic Press, 1976, PP. 9 ~ 23
- 40) Martin, F.J and Doyne, H.C. : Laterite and lateritic soils in Sierra Leone, I.
Agric. Sci., 17, 1927, PP. 527 ~ 540
- 41) Morin, W.J. : Characteristics of tropical red, residual soils, Engineering and
construction in tropical and residual soils, 1982, PP. 172 ~ 198
- 42) Fitzpatrick, E.A. : Soils, Longman 1980, PP. 199 ~ 210
- 43) Townsend, F.C., Krinitzsky E.L. and Patrick, D.M : Geotechnical properties of
laterite gravels, Engineering and construction in tropical and residual
soils, 1982, PP. 236 ~ 262
- 44) Young, A : Tropical Soils and Soil Survey, Cambridge University Press,
1976, PP. 154 ~ 170

- 45) Twindale C.R. and Foale, M.R. : Landforms illustrated, Nelson Ltd., 1977, PP. 19
- 46) Ollier, C. : Weathering, Longman, 1984, PP. 168
- 47) Ollier, C. : Weathering, Longman, 1984, PP. 176 ~ 202
- 48) Selby, M.J. : Hillslope Materials & Processes, Oxford University Press,
1982, PP. 35 ~ 36
- 49) Gidigas, M.D. : Laterite Soil Engineering, Elsevier Scientific Publishing
Company, 1976, PP. 59 ~ 70
- 50) Trendall, A.F. : The Formation of "Apparent Peneplains" by a process of
combined lateritisation and surface wash, Zeitschrift für
Geomorphologie 6, 1962, PP. 183 ~ 197

3. 風化残積土の風化特性と物理的性質

3. 1 風化特性と物理的性質に関する研究の意義

岩石や土の風化過程を研究することは、地質学、地形学、鉱物学等の理学分野にとっただけでなく、土壌学等の農学や、また土木地質学、土質工学や岩盤工学等の地質工学にとっても非常に重要な分野である。

ところで岩石が、風化残積土などの風化生成物となる風化過程は、2章で述べたように、大きく物理的風化と化学的風化に分類される。化学的風化過程はさらに、地球化学的風化(Geochemical weathering)と土壌化学的風化(Pedochemical weathering)に分類される。前者は、ぼろぼろに崩壊した岩石、すなわちサプロライト(Saprolite)が生成する過程であり、後者は、植物やバクテリア等の生物活動も関与して、土壌が生成される過程である。

日本における花崗岩質の風化残積土は、まさ土と呼ばれ、以下に述べるように、おおよその順序で風化が進行すると言われている¹⁾が、(a) および(b) は、物理的風化が卓越している過程、(d) および(e) は、化学的風化が卓越している過程と考えられる。

- (a) 新鮮な花崗岩。造岩鉱物の風化による変質はない。節理はほとんどなく、あっても密着していて、容易にはく離しない。
- (b) 造岩鉱物の中でも風化作用を受けやすい斜長石、黒雲母は多少風化し、褐色を帯びる。節理はときとして鉄さび色を呈するが、多くは密着していて、粘土鉱物などの二次鉱物を含まない。
- (c) 長石は白濁し、又、黒雲母は赤褐色を帯びる。風化は特に節理に沿って進行し、暗褐色の二次的な粘土鉱物が節理面上に見られる。
- (d) 長石は指先で簡単に粉砕でき、全体として褐色を呈する。ハンマーの打撃で容易に砂状に粉砕できるが、一部にはかなり硬い部分を残す。
- (e) 全体が一様に風化し、まさ土となる。斜長石、黒雲母は完全に粘土化し、石英の細粒化が見られる。風化の進行によっては花崗岩の組織は完全に壊される。

(a) から(e) へ風化が進むと、その外見上の変化と密接に呼応して(1) 微視的な岩石組織、(2) 鉱物化学組成、(3) 力学特性の諸変化がおこる。これらの変化を量的にとらえ、風化の進行を一つの指標で表わしておくことは、花崗岩やその残積土の風化を研究し、それを実際場で利用する上で非常に重要なことである。

本章では、まず、熱帯、温帯を含め世界各地に分布する花崗岩質系風化残積土地盤における過去の気候を含めた気候の違い、地形特性を含めた地盤環境を調べるとともに、主に土の基本的性質としての物理的性質を風化過程と関連付けて調べた。特にこれらの基本的性質のうち、気候や深度の違いによる風化度合の違いや、外国の花崗岩系の風化残積土と日本のまさ土の違いや類似点を調べ、さらにこれらの知見を世界各地で行われる実際のエンジニアリングの場で役立てようと試みた。

3. 2 調査地点の地盤環境

3.2.1 調査地点と調査項目

地盤調査を詳細に行なった地域は、熱帯に位置するナイジェリア・カドナ地方、温帯に位置するオーストラリア・ダーリングレンジ地方、日本の鳥取市布勢地区の3箇所である。これらの地域は、いずれも、花崗岩を母岩とした風化残積土が厚く残積しており、地形、地質の検討を含め、その風化特性を比較するには、かっこの調査地点である。なお、ナイジェリア・カドナ地方は、石油精油所建設に伴う種々の地盤調査や試験の結果であり、オーストラリア・ダーリング地方は、この種の地盤を研究するために、掘削工事斜面を利用し、鳥取市布勢地区の場合は、造成工事に伴う調査・試験を利用している。

表-3.1に調査地域の位置および試験の種類について示す。なお、4章では、主に、鉱物化学的見地から、検討を進めるつもりであり、調査地域については、合わせて表示している。

調査地域は図-3.1に示すとうり熱帯サバンナ気候に属するナイジェリア・カドナ地方、現在、温帯地域に属し、地中海性気候のオーストラリア・ダーリングレンジ地方、アジアのモンスーン地帯に属する日本・鳥取市といろいろな気候区にわたっている。

図中には、4章で行なった研究対象地域の場所も合わせて示してある。

表-3.1 調査地点と試験項目

国名	地名	緯度(°)	母岩の種類	試験の種類			地形・地質検討	現位置試験
				物理試験	室内力学試験	鉱物化学試験		
ナイジェリア	○カドナ	10° N	花崗岩	○	○	○	○	○
	エヌグ	6° N	泥岩	△	△	○		
	スレジャ	9° N	花崗岩	△	△	×		
タイ	カオパンソク	15° N	石灰岩			△		
	ブラジリア	15° N	泥岩			△		
ブラジル	リオデジャネイロ	22° S	花崗岩			△		
		9° N		○		○		
フィリピン	バタム島	2° N	花崗岩	○	△	△		
インドネシア	○ダーリンググレンジ	33° S	花崗岩	○		○	○	
日本	沖縄	27° N	泥岩	○		○		
	小倉	34° N	花崗岩	○		○		
	島根	35.5° N	泥岩	○		○		
	○鳥取	35.5° N	花崗岩	○		○	○	
	生駒山	34.5° N	花崗岩	○		○		
	新潟・三国川ダム	37° N	花崗岩	○		○		
	新潟・五十嵐川ダム	37° N	凝灰岩	○		○		
	北海道・士別	44.5° N	泥岩	○		○		

○…3章で取り扱っている地域

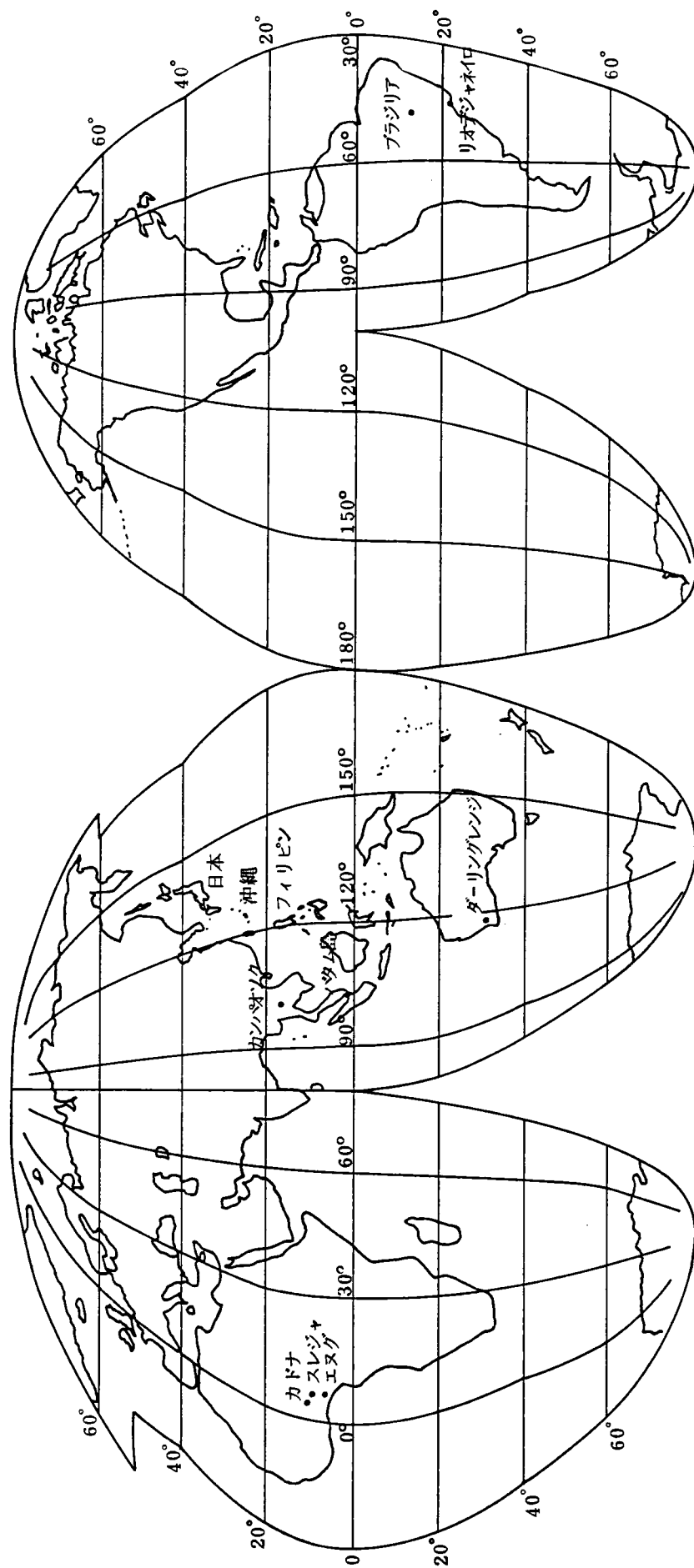


図-3.1 世界各地の調査地点

3.2.2 ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土

(1) 地 質

ナイジェリアの地質概要を示すと図-3.2のようになる²⁾。カドナ地方は、先カンブリア期の古い花崗岩からなっており、同じく、別の調査地点スレジャも同時期の花崗岩からなっている。ちなみに、4章で検討するナイジェリアの別の調査地点エヌグは中世代の古い泥岩で生成されている。

(2) 地形, 土層断面

ナイジェリア, カドナ地方は、ナイジェリア国北部, 北緯10°, 東経 8° 付近に位置し、図-3.3に示すように、ニジェール川の支流であるカドナ川が、地方の中央部を流れ、海拔 600m程度、地形勾配1/200 ~ 3/200 の緩い準平原地形からなっている³⁾。母岩は先述したように先カンブリア期の古い花崗岩からなっており、図-3.3に示すように、島状丘 (bornhardt またはInsarberg) と呼ばれる花崗岩の岩山が局所的に露出している。建設地付近の島状丘は、建設用の骨材原石山として利用されることが多い。

地盤は先述したように、全盤的にはきわめて平坦であるが、図-2.14 に示したような、高さ 5~10m、頂部が水平で、その表層が酸化鉄殻層 (hardpanまたは ferruginous crust) でおおわれた丘陵が局所的に存在する (写真-3.1)。この酸化鉄殻層は、固結しているため、ラテライトまたは、ラテライト石 (laterite rock) と呼ばれているが、2.5.3の分類に従えば塊状ラテライト (Massive Laterite) と考えることができよう。ラテライトならびにラテライト石は、熱帯地方では、コンクリート用骨材や道路用路盤材として利用されている。カドナ地方の土質は、カドナ川付近では、若干の沖積地の発達が見られるが、全般的には母岩が原位置で風化した風化残積土からなっており、代表的土層断面は前述したように図-2.14 のとおりである。風化を受けた花崗岩は、地表下20~40mで出現し、風化前後の形が地表面地形より起伏に富んでいるのが特徴的である。カドナ地方の代表的土層断面に対し、主に土色に基づいて、簡易土層圧分を行うと図-2.14 のようになり、各土層の主な特徴を述べると表-3.2のようになる。

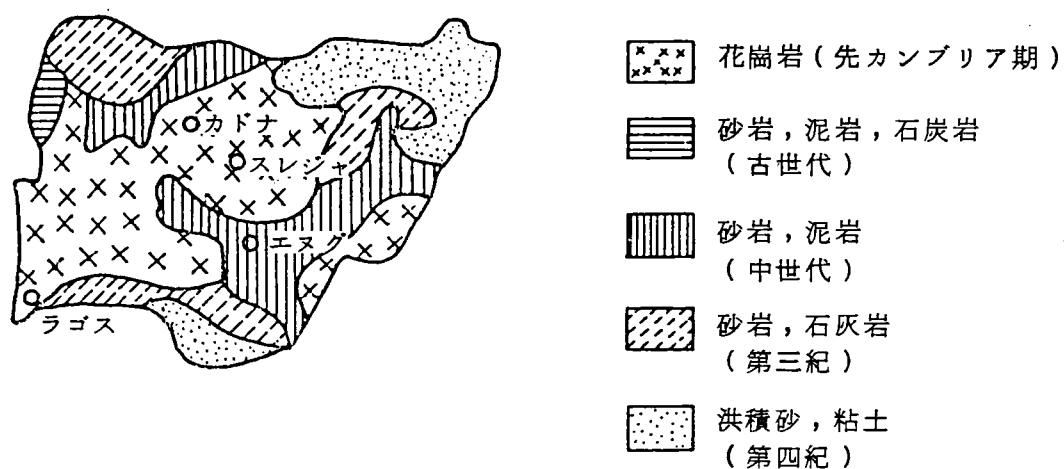


図-3.2 ナイジェリアの地質概要

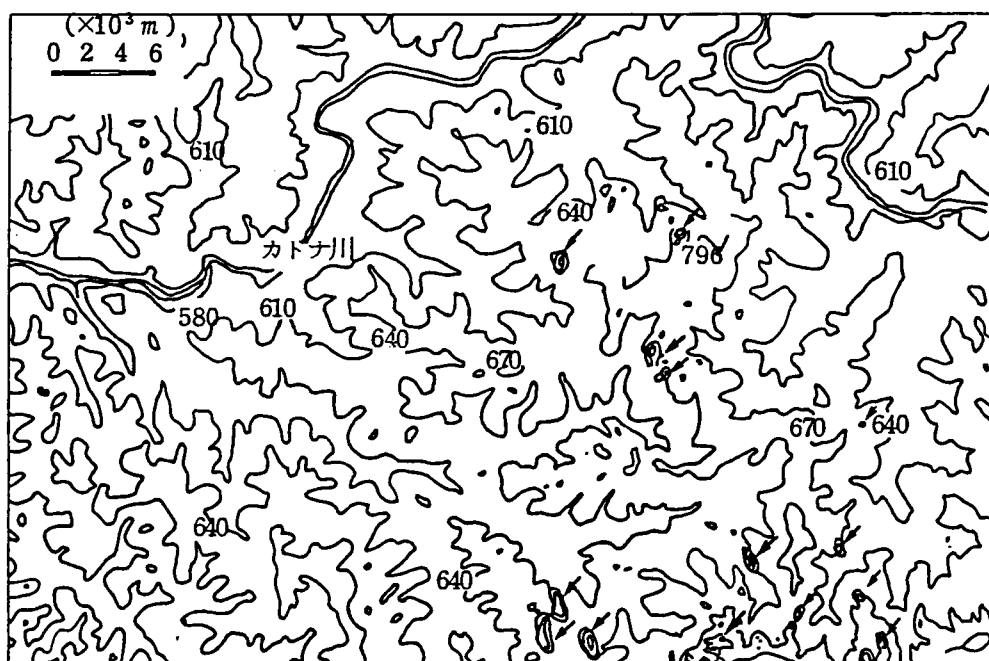


図-3.3 カドナ地方の地形 (単位: m, 矢印は島状丘)

表-3.2 カドナ地方における地盤の簡易土層区分

土層	深度 (GL-m)	主 な 特 徴	採取試料	深度 (m)
A層	0 ~ 0.3	地表に分布し、有機物を含むため黒色を呈している。水による運積作用を受けており、他の土層と比較して、二酸化ケイ素 SiO_2 の割合が多い。		
R層	0 ~ 1	平坦なカドナ地方において、局所的に存在する丘陵地帯の地表部をおおっている黒色酸化鉄殻層である。ただし、黒色なのは、表面のみで、内部は赤茶色である。写真-3.2に示すように、内部に大小さまざまな空洞が存在するのも特徴の1つである。	KN-1	0
B層	0.3 ~ 5	A層またはR層の下に存在する赤黄色粘土層である。部分的に風化残積土特有の未風化の石英粒が存在するが、粒度分布は、下層のC層より、細粒分が多いのが特徴である。粒子の粗粒部分は、石英粒子と固結粘土粒子からなっている。	KN-2	2
C層	5 ~ 12	写真-2.12 に示したように紫色・白色の斑状粘土層であるが、場所により、白色または紫色のみが卓越する場合もある。紫色粘土部は、白色粘土部より密に詰まっている。地下水位は、地表下平均 9m 付近に存在し、乾期と雨期で± 3m程度の水位変動がある。	KN-3 KN-3P KN-3W	6 8 8
D層	12 ~ 平均25	灰白色粘土混じり砂層であり、粗粒部分は写真-3.3に示すように、非常に角ばっているのが特徴である。石英粒子のほかに、未風化の長石、雲母が存在しているのが、他の土層と異なる点である。	KN-4	15
E層	平均25~	地表から20~40m、平均25m付近から存在する風化花崗岩層である。		



写真-3.1 丘陵地帯表面の酸化鉄殻層



写真-3.2 空洞のあるカドナ地方のラテライト

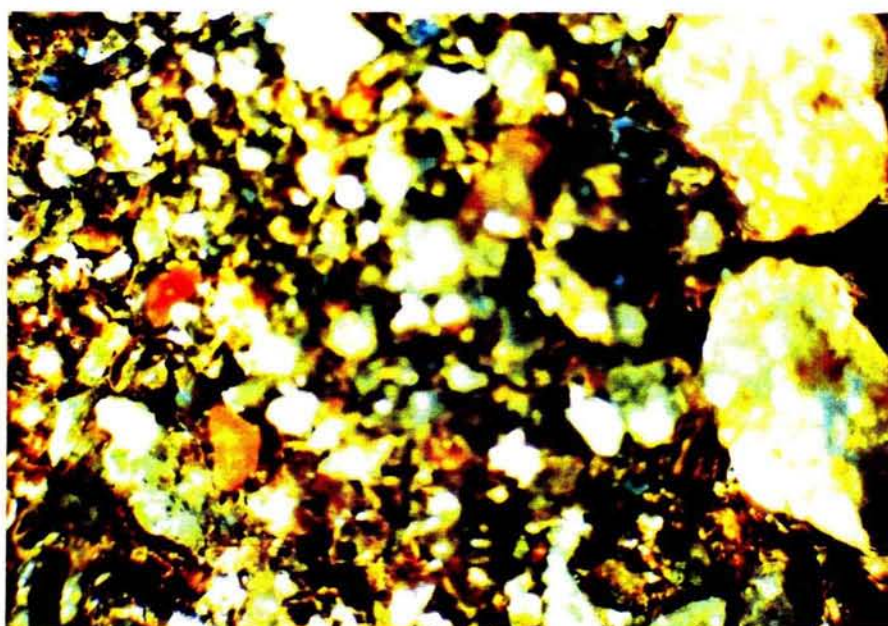


写真-3.3 カドナ地方の深度15m 試料の顕微鏡写真

(3) 気象と地下水位変動

カドナ地方は図-3.4に示すように、乾期と雨期の区別が明確なサバンナ気候であり、年間1300mm程度の雨量が5月から10月までの半年間に集中する。1回の降雨形態は、温帯地方のそれと異なり、短期間に集中的に降るのが特徴である。これらの降雨形態を含めた熱帯サバンナ気候がラテライト丘陵や島状丘を局部的に持つが、全般的にはきわめて平坦なカドナ地方全域の地形形成に影響を及ぼしていると考えられる^{4),5)}。

地下水位は、先述したように、熱帯サバンナ気候の影響を受け、季節変動が著しい。カドナ地方の風化残積土地盤では、全般的に、乾期と雨期で±3m以上の地下水位変動があり、カドナ川支流の中小河川付近の村落井戸では、図-3.5に示すような地下水位の変動が観察される。

カドナ地方は、図-3.4からもわかるように、半年間ほとんど降雨がなく、年間日射時間は、2700時間を越え⁶⁾、また、年間の水分蒸発量は、2500mmに達する⁷⁾。すなわち、年間水分蒸発量が、年間降雨量より大きなことも、温帯地方に位置する日本の気候と異なる点である（年間水分蒸発量が年間降雨量より大きな場合の典型例が、砂漠地域の気候である）。

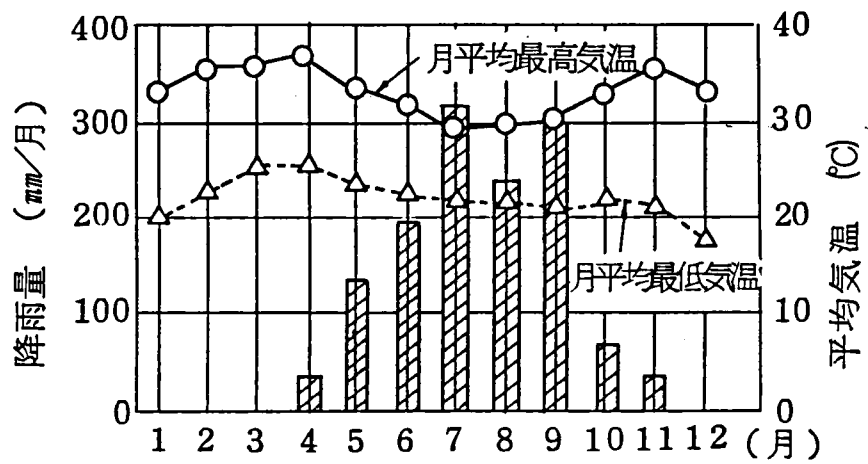


図-3.4 カドナ地方の気象データ (1979年)

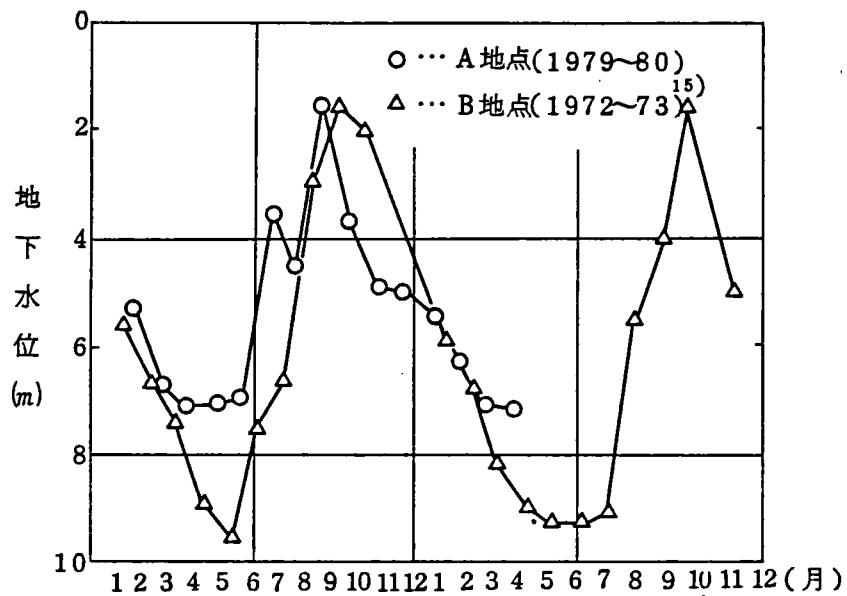


図-3.5 カドナ地方の井戸における水位の季節変動

(4) 調査方法

カドナ地方の地盤調査は、乾期である2月に行なっている。雨期においても、地形が平坦で、急傾斜地もなく、また地表付近の土質が固い粘性土で構成されていることから、乱さない限り、乾期と比較して、極端に地盤の強度が低下することはない。

地盤調査は、風化残積土地盤に対し、約10万㎡に1箇所の割合で行なっており、土質試験結果は、ほぼこの地方の平均的な地盤特性を表わしていると考えられる。サンプリングは中～硬質粘土に対し、英国で最も一般的なシンウォールオープンドライブサンプラーを使用している。風化残積土であるため、乱れの影響が心配されたが、力学試験を行う試料が、硬い低塑性の粘性土であること、また他の採取方法を取ることが、ナイジェリアで困難であることを考慮して、やむを得ず本サンプリング方法を採用している⁸⁾。

3.2.3 オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土

(1) 地 質

オーストラリア大陸西部は、先カンブリア期の巨大な楯状地（シールド）から形成されており、試料採取地点であるダーリングレンジは、アルミニウムの原料である約44,000km² のぼう大な広さのボーキサイト鉱石でおおわれている⁸⁾（図-3.6, 図-3.7参照）。母岩は先カンブリア期の古い花崗岩である。

(2) 地形と土層断面

ダーリングレンジは西オーストラリア州に存在する巨大な楯状地の一部であり、地形は一般的に非常になだらかな丘陵地形である。試料を採取した箇所は、ボーキサイト精錬用に切り開いた掘削斜面であり、斜面の観察や既存の資料^{8), 9)}からこの地方の典型的な土層断面を示すと、前章図-2.13 のようになる。試料を採取した深度と土層断面の特徴は表-3.3のようになる。なお、写真-3.4は、試料を採取した掘削斜面の状況であり、前章の写真-2.8, 写真-3.5はそれぞれピソリス状ラテライト、塊状ラテライトである。



図-3.6 先カンブリア期の岩盤の分布
(ほとんど花崗岩と片岩)

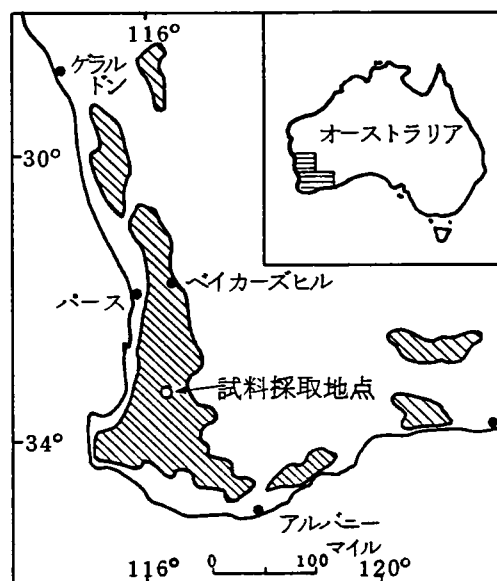


図-3.7 南西オーストラリアの砂利
ラテライト (ボーキサイト)
の分布 (Gilkesらによる)

表-3.3 ダーリングレンジ試料

試料	深度 (m)	特 徴	記号
DR-1	0	ピソリス状ラテライトであり、地表をおおっている。	
DR-2	1.5	塊状固結ラテライトであり、茶色や黄色で非常に固い。	
DR-3	(6)	茶色の風化残積土である。	
DR-4	(12)	斑状粘土であり、かなり含水比が高い。	
DR-5	(15)	多分、ドレライト起源の斑状粘土であり、DR-4より、やや脱色されている。	
DR-6		試料は採取できなかったが、Gilkesらの既存のデータで代表させる。	



写真-3.4 ダーリングレンジにおいて試料を採取した掘削断面



写真-3.5 ダーリングレンジの塊状ラテライト（ボーキサイト）

(3) 気候と地下水位

ダーリングレンジ地方は、暑く乾燥した夏と、涼しく年間降雨量の85パーセントが降る湿度の大きい冬で特徴付けられる。土は冬の間は湿っているが、夏になると長期間、乾燥した状態におかれる。ダーリングレンジの試料を採取した付近では年間1200mm程度の降雨量があり、蒸発量は約1600mmである⁹⁾。

ダーリングレンジを含む西オーストラリア州は過去、特に第三紀に熱帯に近い気候であったことが、地質学分野の研究でわかっており、ボーキサイトもその時期に形成されたものと考えられている⁹⁾。

地下水位は、季節変動が著しいが、比較的透水性のある上層(DR-1, 2, 3)の下、斑状粘土層か、青白色粘土層に存在し、谷地形になっている箇所では、泉となって地下水がわき出している。

(4) 試料の採取方法

写真-3.4に示す掘削斜面から直接ブロックサンプリングにより、試料を採取した。

3.2.4 日本・鳥取市のまさ土

(1) 地 質

図-3.8に日本における深成岩の分布と各調査地点を示す。調査地点の1つ・鳥取市布勢地区は、白亜期の花崗岩からなっており、一般的には鳥取花崗岩と呼ばれている。鳥取花崗岩は各所で中新世以降の諸岩盤によって、被覆されるため、露出地域は分断され、その1つが鳥取市南西区地域としての本地域である。¹⁰⁾ (図-3.9)

(2) 地形と土層断面

調査地点付近は、鳥取花崗岩、火砕岩、礫岩、砂岩で形成されている小高い丘陵地帯であり、島根県で開かれる国民体育大会のため、島根市布勢地区にスタジアムを建設したが、本調査は、その時のまさ土地帯の土地造成時のものである。

布勢地区の代表的土層断面は、図-3.10 に示すように、非常に層厚の厚い、まさ土層の上を火山灰がおおっているもので、まさ土層の現地観察結果による簡易土層区分を示すと表-3.4のようになる。

(3) 気 象

鳥取市は、温帯気候にあり、年間平均気温は14.3℃であり、年間降雨量は2042mmである。木宮¹¹⁾らの報告によれば、第三紀に日本の気候は亜熱帯気候であったことがあり、その当時、当然のことながら、島根市付近も亜熱帯気候であったと思われる。

(4) 試料採取方法

建設地点付近のまさ土掘削斜面を利用して、ブロックサンプリングにより試料を採取した。

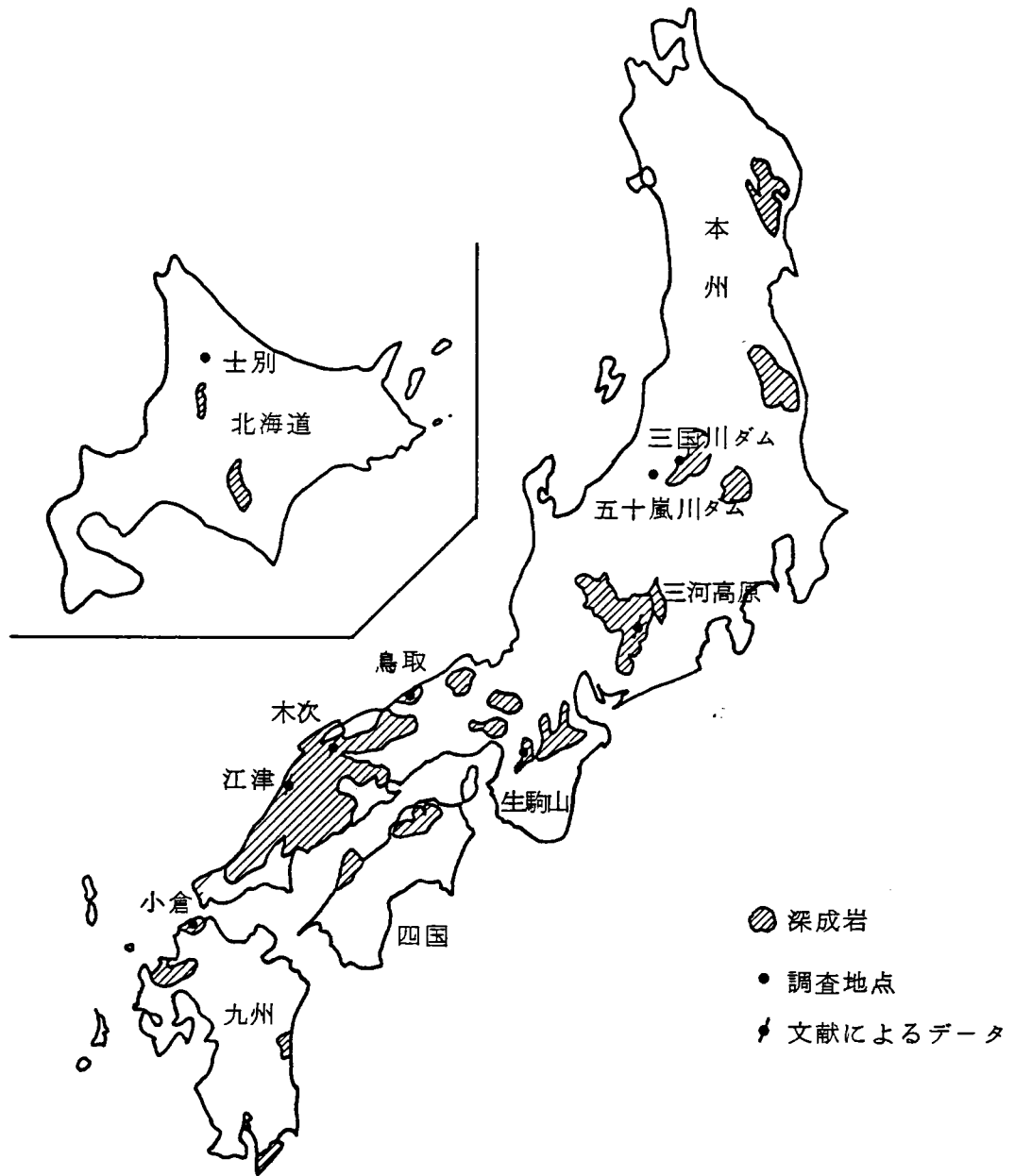


図-3.8 日本における深成岩の分布

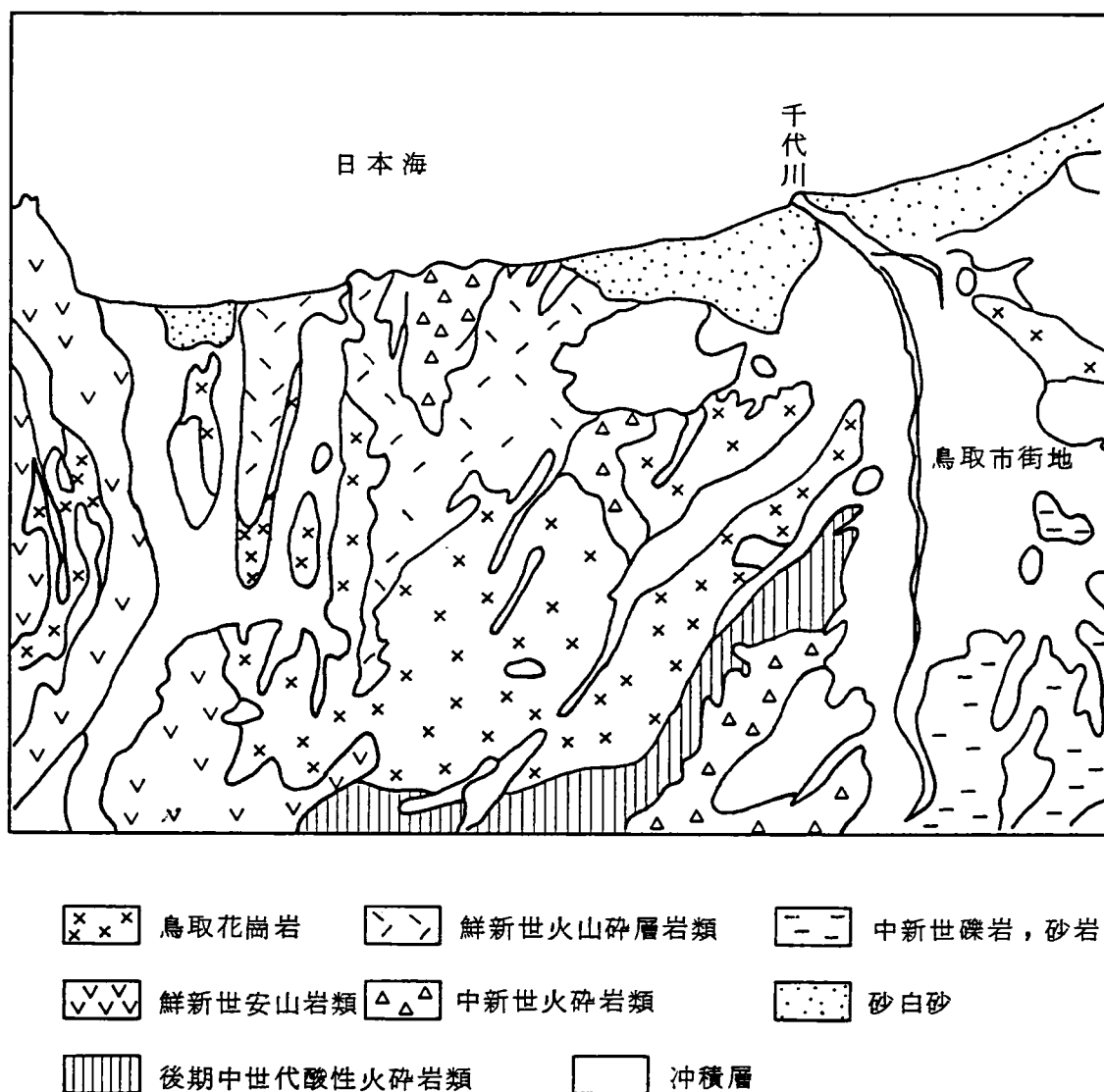


図-3.9 鳥取市付近の地質

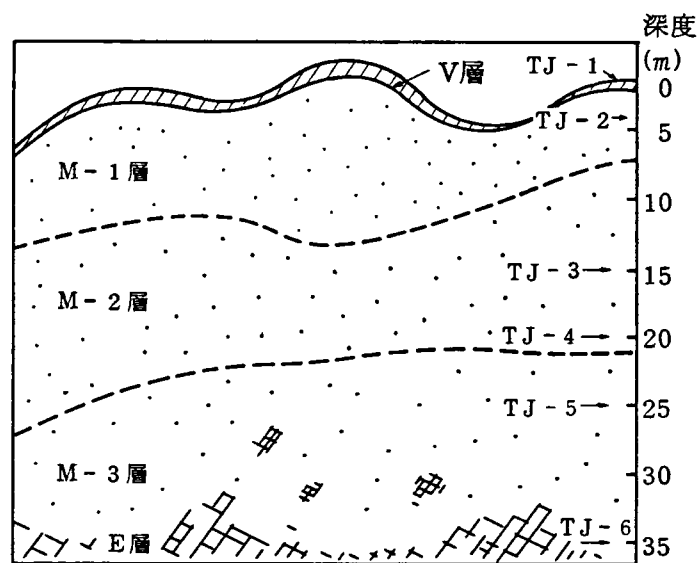


図-3.10 布勢地区の代表的土層断面

表-3.4 布勢地区の簡易土層区分

記 号		土 質	土 色	統一分類	採 取 試 料	深度 (m)
V層		火山灰	茶色	VH		
M層	M-1	まさ土	薄茶色	SM	TJ-2	4
	M-2	まさ土	薄茶～白色	SM	TJ-3 TJ-4	9 13
	M-3	まさ土	白色	SM	TJ-5	22
E層		風化母岩	—	G	TJ-6	30

3.2.5 まとめ

母岩の種類が、花崗岩である熱帯地方から、温帯地方の風化残積土の過去の気候、地形、地質や地下水位を含めた地盤環境について調査を行なった。

得られた結果をまとめると以下ようになる。

- (1) ナイジェリア・カドナ地方はサバンナ気候に属しており、雨期と乾期が明確に分かれ、地下水位の季節変動も著しい。地質は、先カブリア期の花崗岩であり、地形勾配1/200 ~ 3/200 の緩い準平地地形からなっている。局所的に島状丘と呼ばれ花崗岩の岩山が露出している。なお、年間降雨量は、1300mm程度、水分蒸発量は2500mmに達する。
- (2) カドナ地方の風化残積土層は、地表付近に、局所的に固結したラテライト丘陵が存在し、その下層に、ラテライト性土である赤黄色粘土層、風化残積土層である紫・白色斑状粘土層、灰白色粘土混じり砂層が続き、風化花崗岩層に変化している。各土層の観察結果は表-3.2に示すとうりである。
- (3) オーストラリア・ダーリングレンジ付近は、先カンブリア期の古い花崗岩地域であり、その表面は、ぼう大なボーキサイト鉱床でおおわれている。ボーキサイト鉱床は、ピソリス状のものと、塊状のものがあり、その下層に、厚い粘土層が続いている。
- (4) ダーリングレンジ付近は、現在、地中海性気候に属しており、乾燥した夏と湿気の多い冬があり、年間1200mm、水分蒸発量は1600mm程度であり、地下水位の季節変動が著しい。過去には、熱帯気候であったことがわかっており、ボーキサイトもその頃の風化残積生成物である。
- (5) 鳥取市・布勢地区は、白亜紀の花崗岩からなっており、風化残積土層としてまさ土が30m以上の厚さで存在している。鳥取市（中国地方）は過去に亜熱帯気候であったことがわかっているが、現在、年平均気温は14.3℃、年間降雨量は2000mm程度である。
- (6) 鳥取市・布勢地区の風化残積土層は、いずれも、統一土質分類でSMに分類される砂質系のまさ土であり、全層を通じて、他の2地点程、粘土化が進んでいない。

3. 3 風化残積土の物理的性質

世界各地の花崗岩質風化残積土に対し、種々の物理的試験を行なった。試験の種類は、比重試験、粒度試験、間げき比、乾燥密度、自然含水比、土質分類等である。試料は、ナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ地方、鳥取市布勢地区のものであり、以下順をおって説明する。

3.3.1 ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土

(1) 比 重

試験個数は、多くないが、深度毎の風化残積土の比重を示すと図-3.11 のようになる。深度 0.5～2m のデータは多く、その他の深度は少ないが、地表下 0.5～5m 程度の B 層赤色粘土層は、三二酸化物 (Fe_2O_3 , Al_2O_3) が多く集積しているためか、比重は 2.7～2.9 とかなり重いものとなっている。

(2) 含水比

カドナ地方における風化残積土地盤の自然含水比の変化を深度ごとに示すと、図-3.12 のようになる。自然含水比は、地表下 8～10m 付近で最大となっており、しかもこの深度付近で、自然含水比のばらつき度合の 1 つの指標である標準偏差も大きな値となっている³⁾。なお、カドナ地方における含水比のデータは、乾期である 2 月のものである。

(3) 飽和度

カドナ地方における風化残積土地盤の飽和度の変化を調べてみると、図-3.13 のようになる。乾期においても、地下 1m 付近で、約 60 パーセントの飽和度を持っており、地下 12m 以深では、ほぼ完全に飽和していることがわかる。地下水位は場所により異なるが乾期である 2 月には、地表下 9～12m の深度に存在する。

(4) 密 度

カドナ地方における風化残積土地盤における乾燥密度の深度別変化を調べてみると、図-3.14 による。土の乾燥密度は地表下 8m 付近で最低値を示しており、日本における一般的なまさ土地盤と傾向が異なる。すなわち、まさ土地盤上においては、地表付近まで単調に土の乾燥密度が減少することが多く^{12), 13)}、カドナ地方の場合のように、地表付近で土の乾燥密度が増加することは少ない。また、乾燥密度のばらつき度合を示す指標である変動係数 V の値は、図からわかるように、地

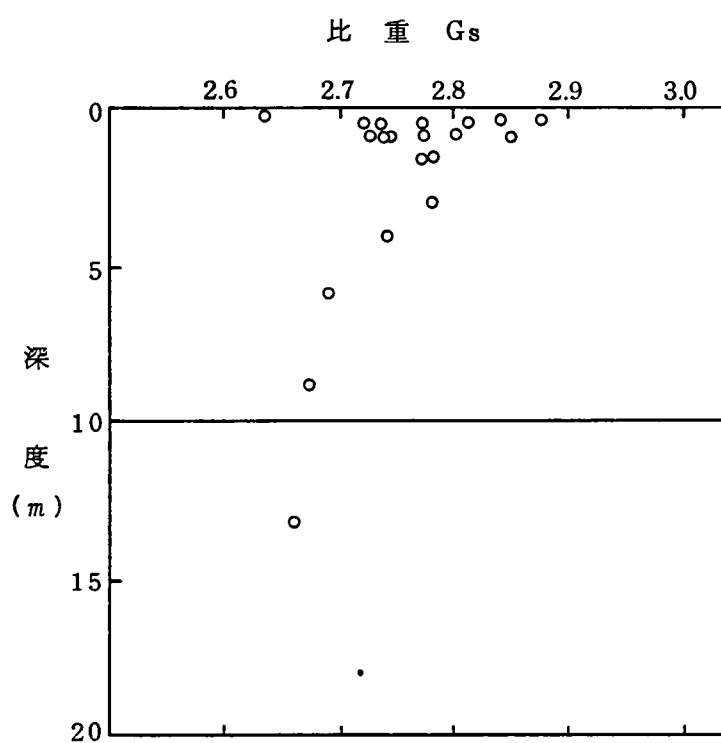


図-3.11 比重 G_s の深度別変化
(ナイジェリア・カドナ地方)

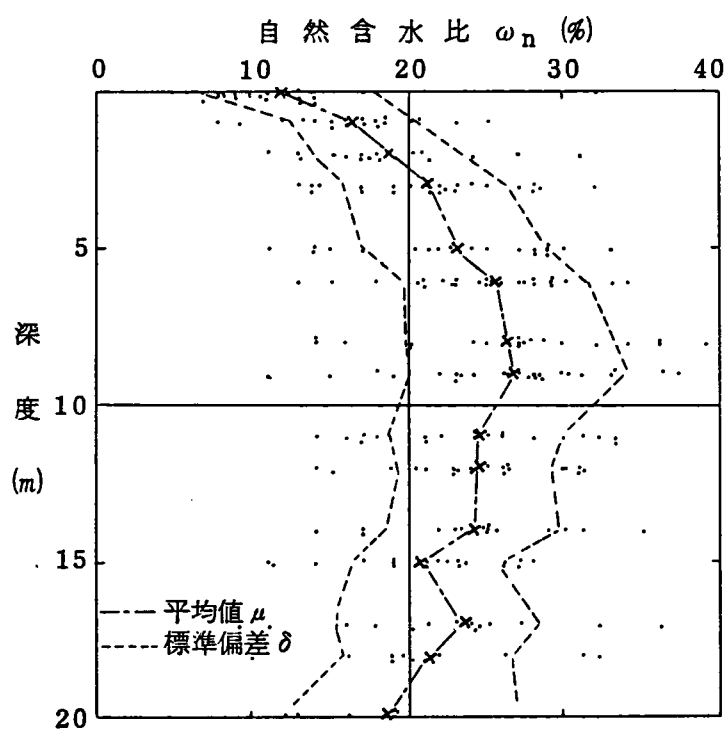


図-3.12 自然含水比 ω_n の深度別変化 (2月)

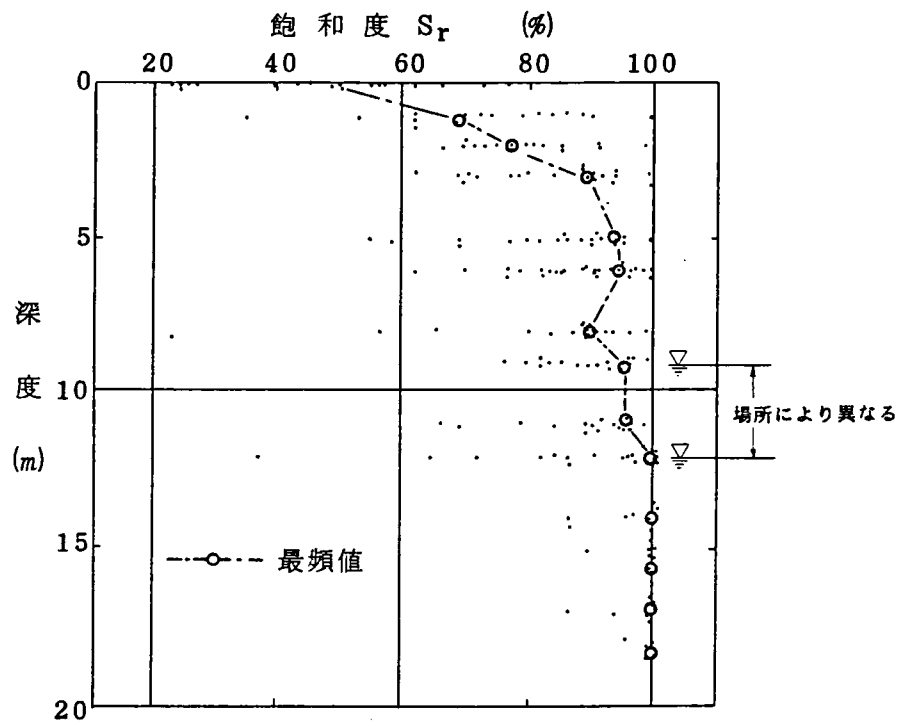


図-3.13 飽和度 S_r の深度別変化 (2月)

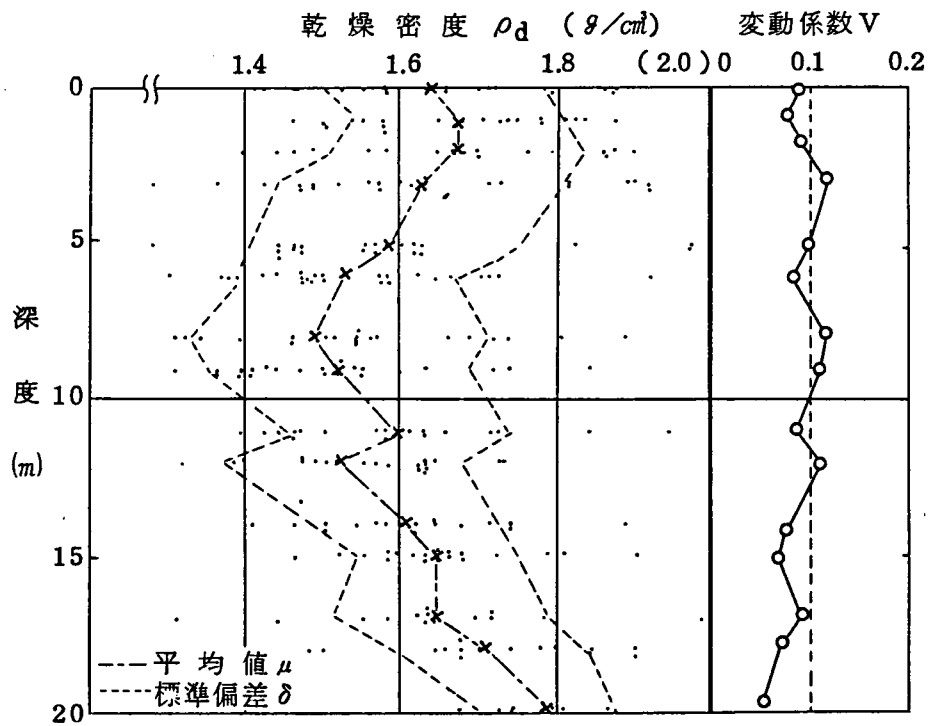


図-3.14 土の乾燥密度 ρ_d の深度別変化

表下10m以浅では $V \approx 0.1$ であるのに対し、地表下12m以深では、ほぼ $V = 0.05 \sim 0.07$ となっており、上層地盤（地表下12m以浅）の方が、下層地盤（地表下12m以深）より土のばらつき度合が大きいことがわかる。

(5) 間げき率

花崗岩質化残積土地盤の風化度を表わす指標に、土の間げき率を用いることが多いが^{12), 13)}、カドナ地方の風化残積土に対し、深度ごとの土の間げき率の変化を調べてみると、図-3.15 のようになる。土の乾燥密度の傾向から当然であるが、間げき率も、地表下8m付近で最大値を示しており、また間げき率のばらつき度合の指標である標準偏差 σ や変動係数 V の値も上層地盤と下層地盤では傾向が異なっている。すなわち、上層地盤では、 $\sigma = 0.05 \sim 0.07$ ， $V = 0.12 \sim 0.18$ であるのに対し、下層地盤では、 $\sigma = 0.03 \sim 0.04$ ， $V = 0.09 \sim 0.12$ となっている。ばらつき度合の変化点は地表下10~12m付近であり、平均的な地下水位低下面とほぼ一致していることは、非常に興味深い。3.2.3でも述べたように、地表下12m以深の土質は、飽和した地盤であり、地表下12m以浅の不飽和土は、12m以深の飽和土より間げき率のばらつき度合が大きいことになる³⁾。

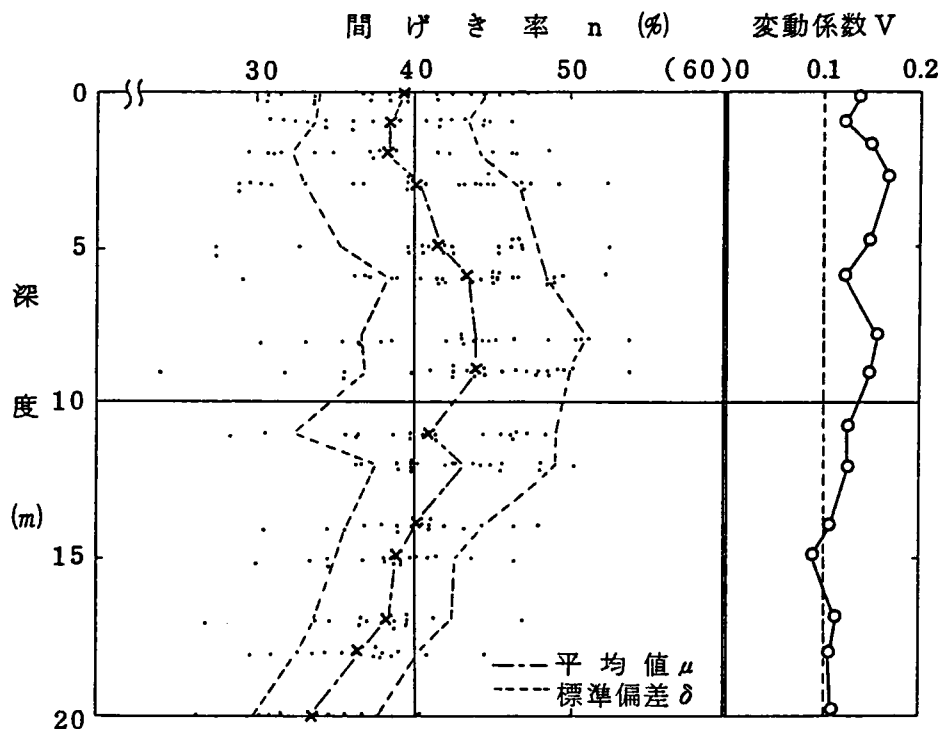


図-3.15 土の間げき率 n の深度別変化

ところで、日本の粘土質まさと呼ばれるかなり風化の進んだまさ土では、間げき率が60パーセントにも達するものもあるが^{12), 13)}、熱帯地域に位置するカドナ地方の場合、風化は日本の粘土質まさより進んでいる。地表付近の土質も間げき率はほぼ50%以下であり、一般にカドナ地方の風化残積土の方が密に締まった地盤であるといえる。

(6) 粒度分布

カドナ地方における風化残積土地盤各土層の代表的粒度分布を示すと図-3.16 のようになる。日本における花崗岩質風化残積土であるまさ土の粒度分布には粒子破碎のため定義のあいまいな点もあるが既存の資料を参考にその典型的な粒度分布も合わせて図示すると、D層（GL-12～-25m）試料の粒度分布が、やや粘土・コロイド分が多い傾向はあるが、比較的、まさ土の粒度分布と似ていることがわかる。

ところで、締め固めに適した粒度分布の理想型に、Talbot の曲線があるが、Talbot によれば、Pを材料の通過百分率、dを材料の粒径、Dを最大粒径、nを指数とすれば、

$$P = (d/D)^n$$

が成り立ち、上式の $n = 0.25 \sim 0.50$ の場合が最も良く、土は締まり易いといわれている¹⁴⁾。カドナ地方の風化残積土においては、B層、D層試料は、比較的Talbot の曲線に近く、締め固めに適した土質と考えられるが、C層試料は、シルト分の割合が多く、締め固めには、適さない粒度分布であることがわかる。

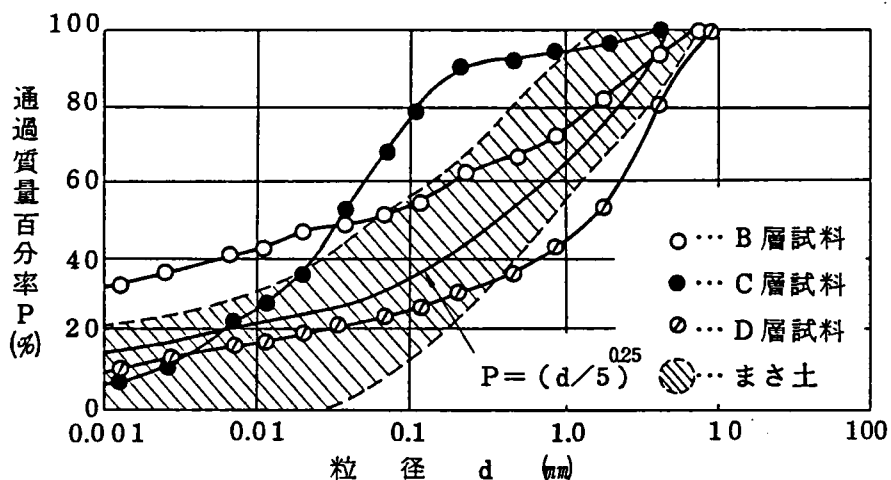


図-3.16 各土層の代表的粒度分布

風化に伴い、各土層地盤の粒度分布がどのように変化しているかを調べてみると、図-3.17 のようになる。一般に風化残積土地盤の場合、風化の進行に伴い、粘土・コロイド分が増加し、粘土は、細粒化すると考えられるが、図-3.16 , 図-3.17 の結果を詳細に調べてみると、次のようなことがわかる。

すなわち、粒度分布は、D層→C層→B層と深度が浅くなり、風化が進行するに従い、確かに、粘土・コロイド分は増加し、粒度は細粒化している。しかし、細粒化の割合は、一様ではなく、C層→C層の層変化では、砂分が減少し、シルト分が大幅に増加する傾向が卓越するが、C層→B層の層変化では、シルト分が減少し、粘土・コロイド分が増加する傾向が卓越している。その結果、B層、D層試料は、細粒分から粗粒分までバランスの良い粒度構成となっているが、C層試料は、シルト分の割合が多く、バランスの崩れた粒度構成となっている。表-3.2で述べたように、B層試料の粗粒部分は、風化が進むにもかかわらず、粗い粒子が増加することは、非常に興味深い現象である。この現象の極端な例が、酸化鉄殻層（R層）をもつ丘陵地盤と考えることができる。

図-3.18 , 図-3.19 は、同じく日本のまさ土とマレーシアの花崗岩質風化残積土の粒度分布である¹⁵⁾。図-3.16 , 図-3.17 , 図-3.18 からわかるように、風化が進むに従い、各土層試料の粒度構成のうえで、砂分、シルト分、粘土・コロイド分といった各粒度構成成分のばらつき度合が大きくなっていくようである。Lumb¹⁶⁾は、ホンコンの花崗岩質風化残積土について詳細な研究を行い、全試料の粒度構成が図-3.17 のハッチで示した範囲に入るとしており、図-3.17 に示す日本の代表的まさ土の粒度構成も考慮に入れると、熱帯地方に近づくに従い、そして、多分、地形勾配が緩くなる程、多様な粒度構成となることが推測される。

(7) 土質分類

日本における花崗岩質風化残積土は、SMに分類されるものがほとんどであるが、カドナ地方における風化残積土においては、C層試料では、N、P、と判定されるものがあるが、その他のB層、C層試料の塑性図上の位置を示すと図-3.20 になる。B層、C層試料とも、統一分類に従えば、ML、MH、CH、CLの範囲に入るが、CH、CLに区分されるものが比較的多いようである³⁾。

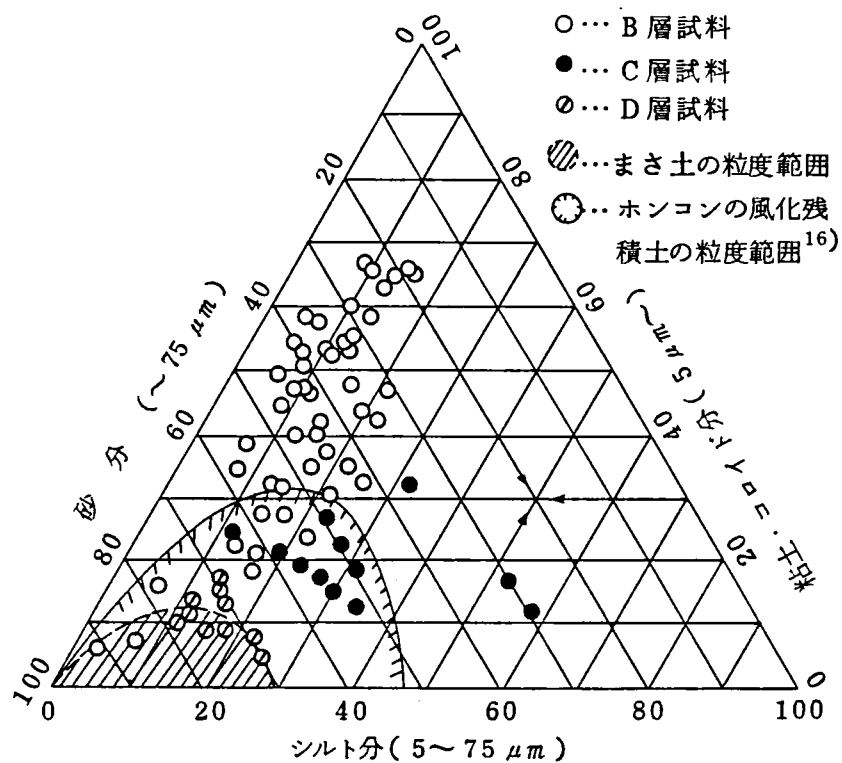


図-3.17 風化に伴う粒度構成の変化

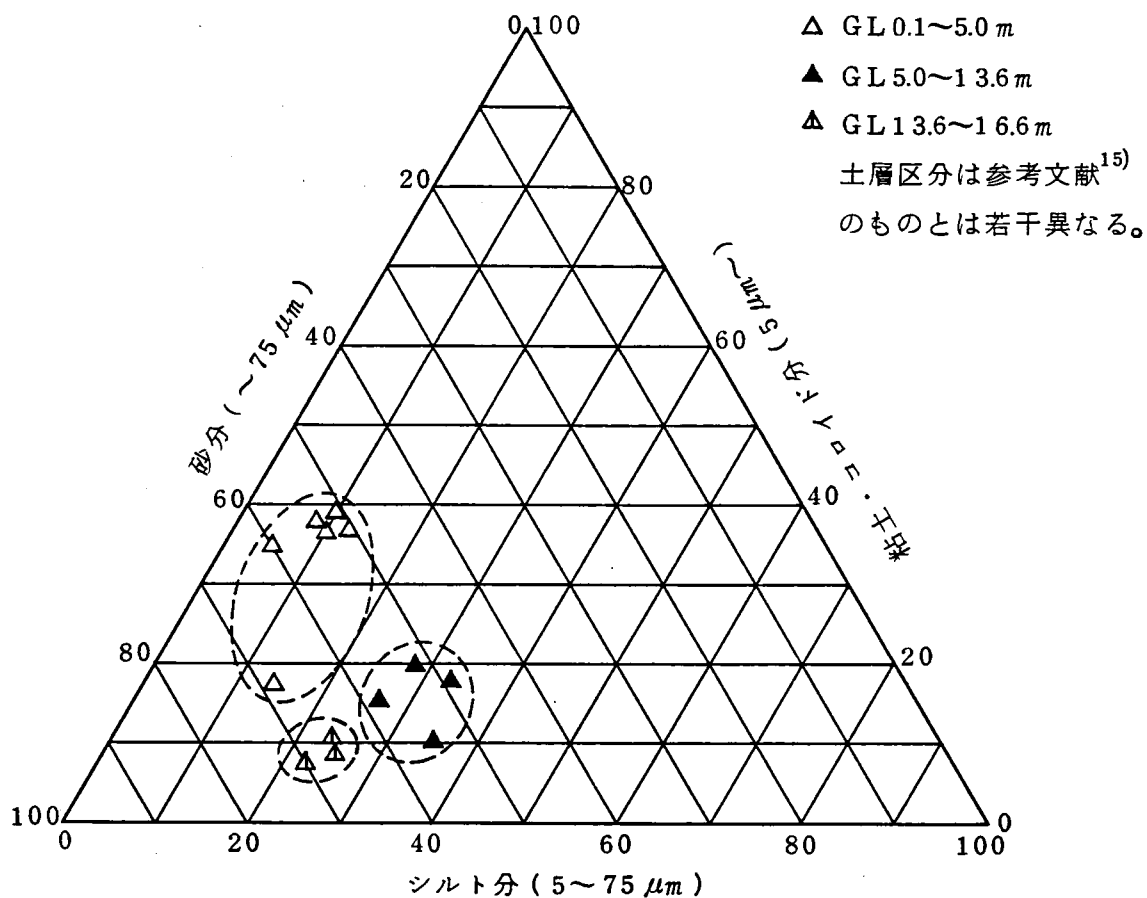


図-3.18 花崗岩質風化残積土の粒度分布 (マレーシア)¹⁵⁾

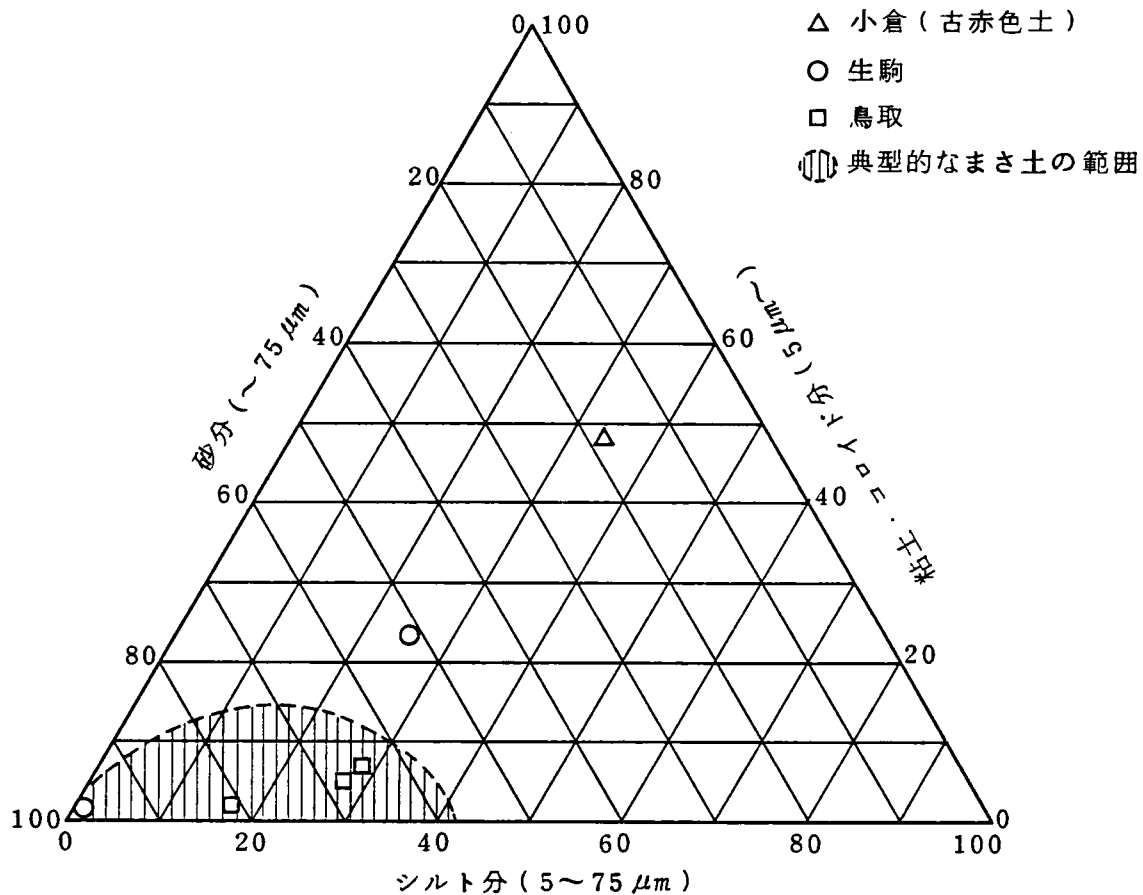


図-3.19 日本各地のまさ土の粒度範囲

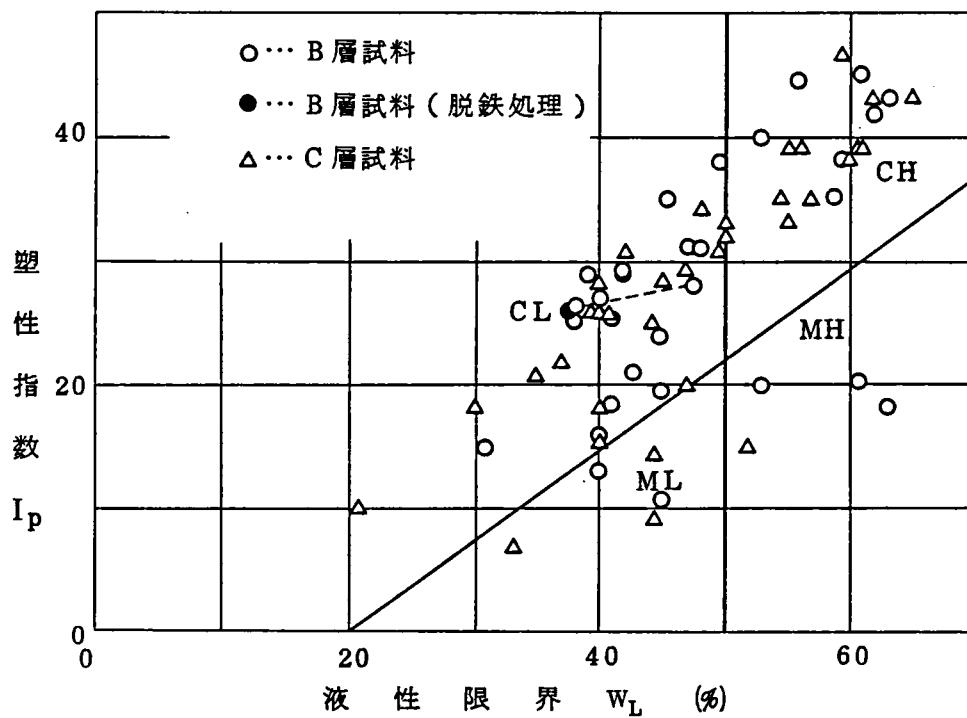


図-3.20 カドナ地方B層, C層試料のコンシステンシー

3.3.2 オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土

(1) 自然含水比

オーストラリア・ダーリングレンジにおける自然含水比の深度毎の分布を示すと、図-3.21 のようになる。著者だけのデータは少ないため、Gordon らのデータを主に利用している¹⁷⁾。地下水位は深度15m付近に存在し、3～4mの季節変動がある。

(2) 土の乾燥密度

深度毎の土の乾燥密度は、図-3.22 に示すように深度方向に変化している¹⁷⁾。地表下15～20m付近の風化残積土層中間で密度が小さく、地表付近では、ボーキサイト化しているためか密度が大きくなっている。

(3) 粒度分布

採取した試料のうち、土の分類に入る3試料についての粒度分布を示すと図-3.23 となる。

(4) 土質分類

ダーリングレンジで採取された試料の土質分類を示すと図-3.24 のようになる。日本のまき土では、SMに分類されるものが多く、ナイジェリア・カドナ地方の土質では、CH、CLに分類されるものが多かったが、オーストラリア・ダーリングレンジの試料ではML、MH、OH、OLが多く、一般にカドナ地方の試料より液性限界の割には塑性指数が小さいことがわかる。

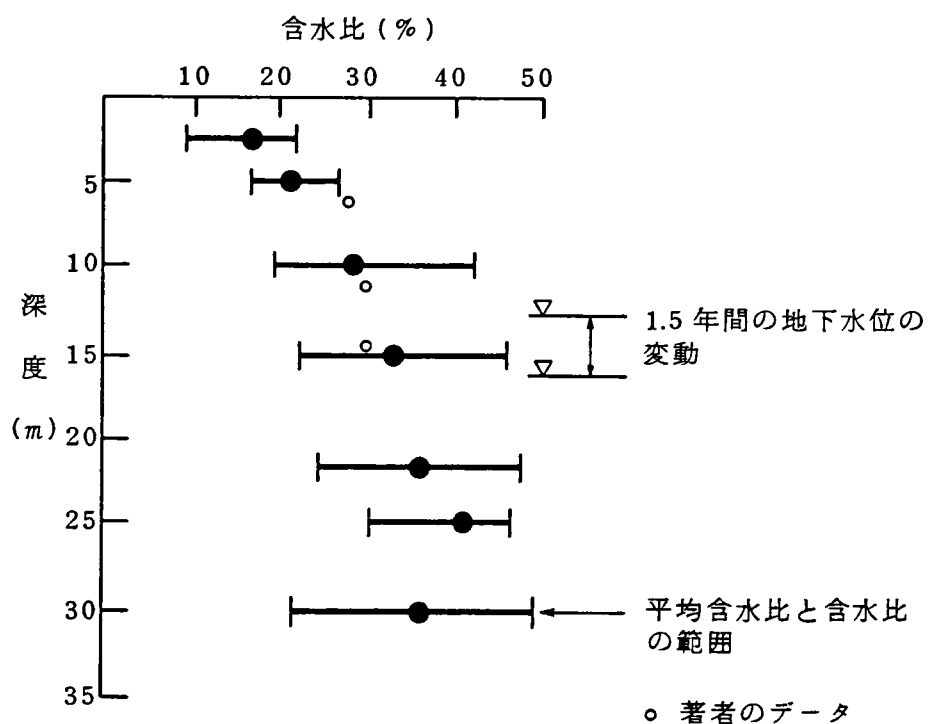


図-3.21 ダーリングレンジにおける自然含水比の深度分布¹⁷⁾

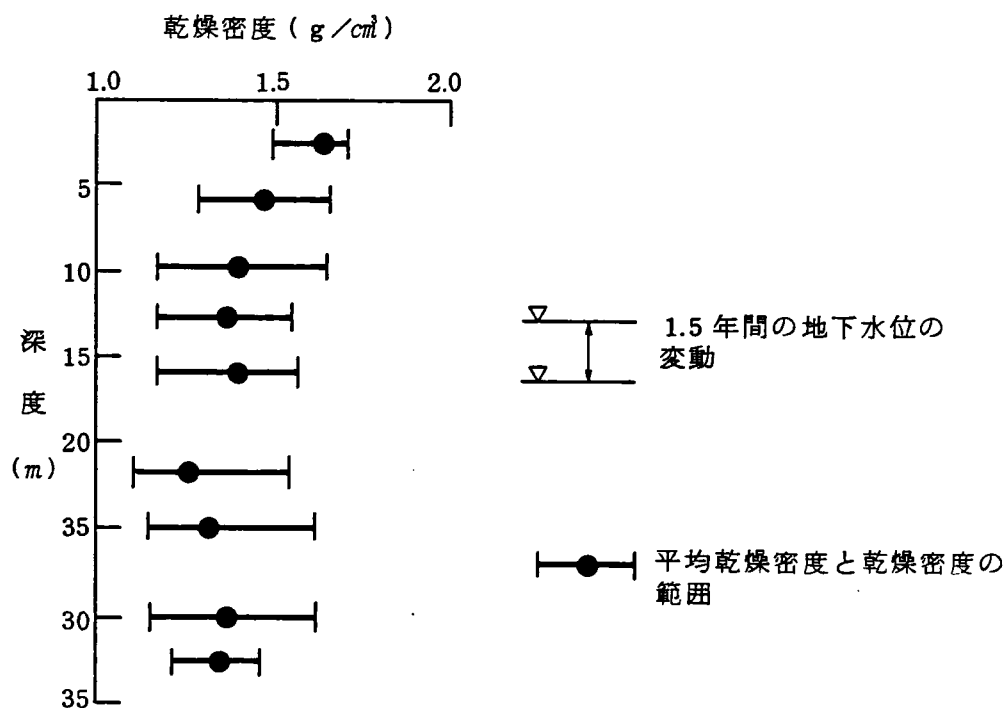


図-3.22 ダーリングレンジにおける土の乾燥密度の深度分布

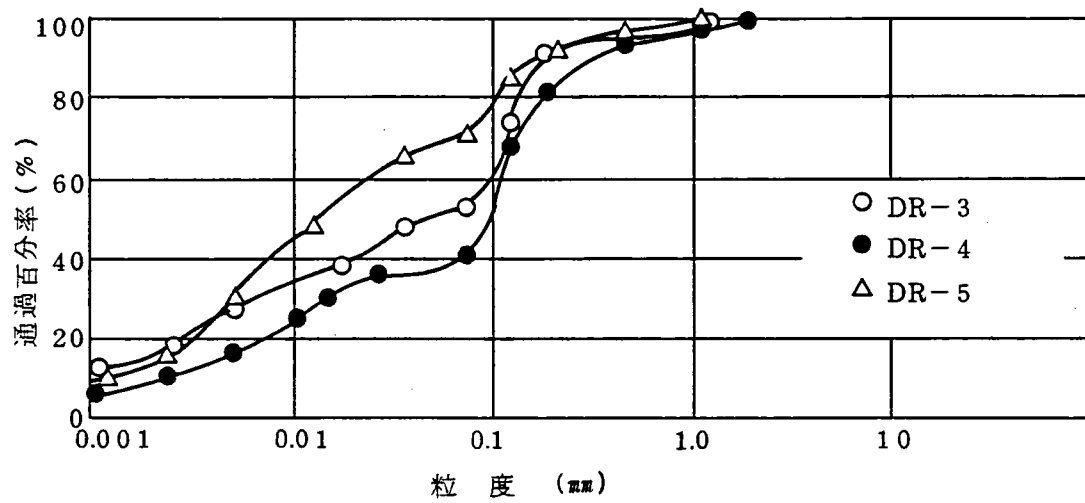


図-3.23 ダーリングレンジ付近試料の粒度分布

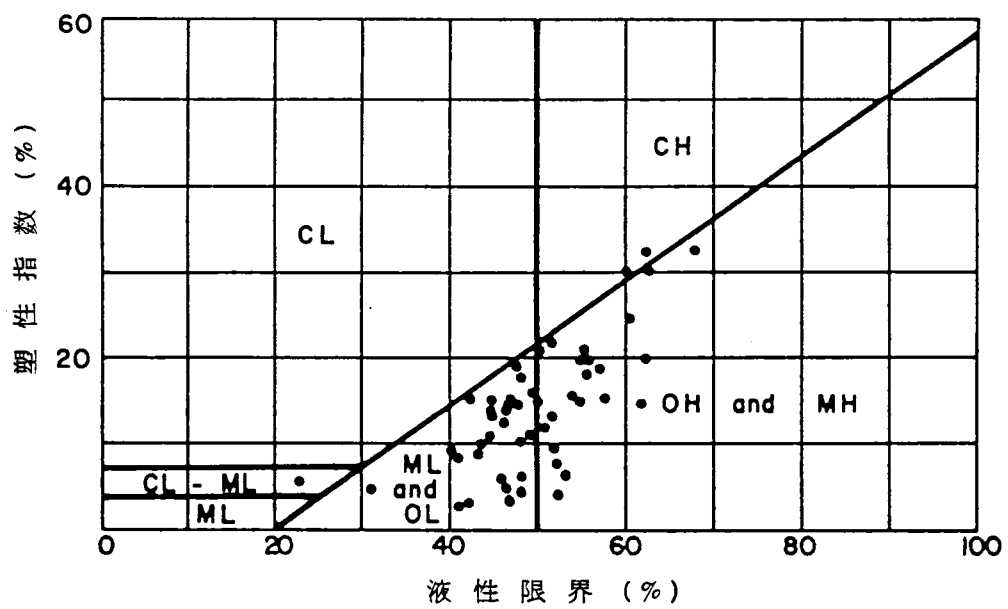


図-3.24 ダーリングレンジ試料の土質分類

3.3.3 日本・鳥取市のまさ土

(1) 比重

図-3.25 に鳥取市布勢地区で測定されたまさ土の比重の深度別変化を示す。深度にかかわらずほぼ 2.63 ～ 2.65 と一定値であり、カドナ地方のように、土の比重が地表付近で増加していることはない。

(2) 自然含水比

図-3.26 に自然含水比の深度毎の変化を示す。地表付近の土質で20パーセントを越える含水比を持つが、20m以深では、急激に含水比が低下している。この傾向は、ナイジェリア・カドナ地方や、オーストラリア・ダーリングレンジと異なる。すなわち、上述の2つの地点においては、風化残積土中間層で自然含水比が最大となっており、地表付近では、自然含水比は減少している。

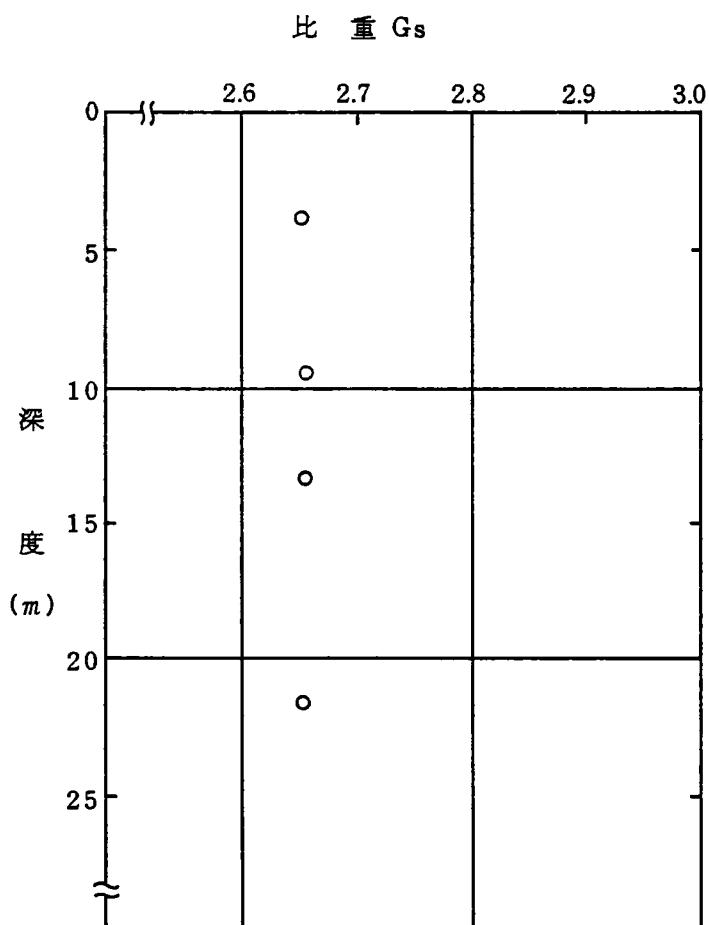


図-3.25 鳥取まさ土における土の比重 G_s の深度別変化

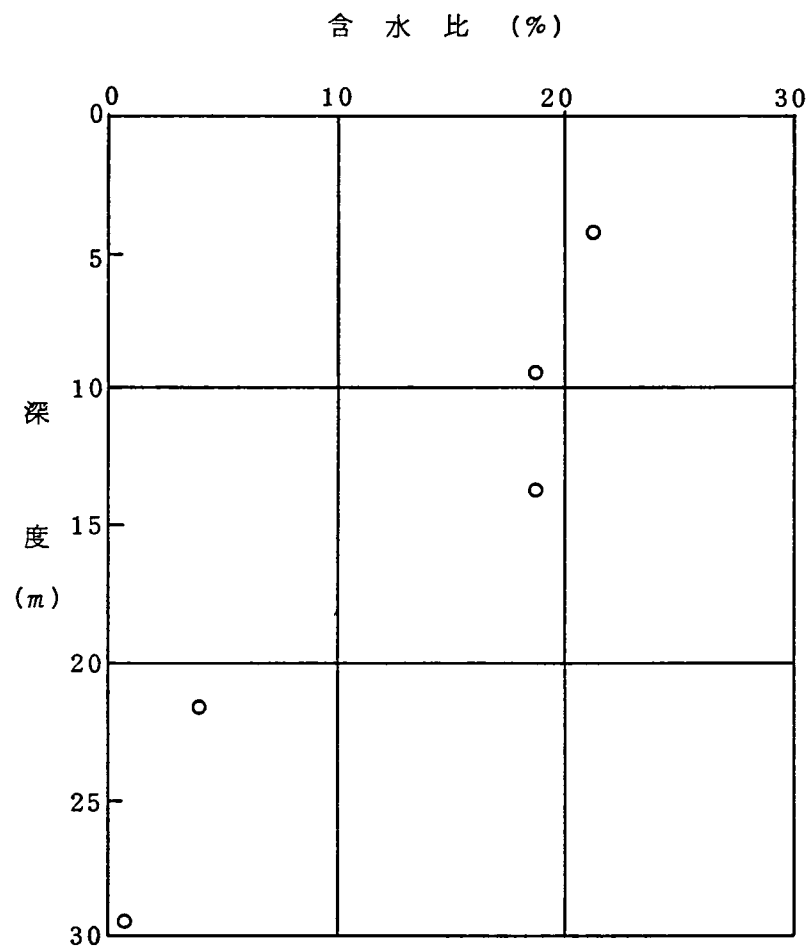


図-3.26 鳥取まさ土における自然含水比の深度毎変化

(3) 粒度分布

一般に、まさ土においてはその粒度分布が粒子破碎によって変化するため定義すること自体、あいまいな点もあるが、一応の手法で試験を行い、その粒度分布を示すと図-3.27 のようになる。均等係数が大きく、バランスのとれた粒度分布となっていることがわかる。合わせて、日本各地のまさ土の粒度分布を示すが、鳥取まさ土の場合、典型的なまさ土の粒度分布となっている。

(4) 土質分類

鳥取市布勢地区のまさ土は、液性限界、塑性限界が測定不可能な程、粒度分布が粗く、統一分類でいうとSMに分類される。

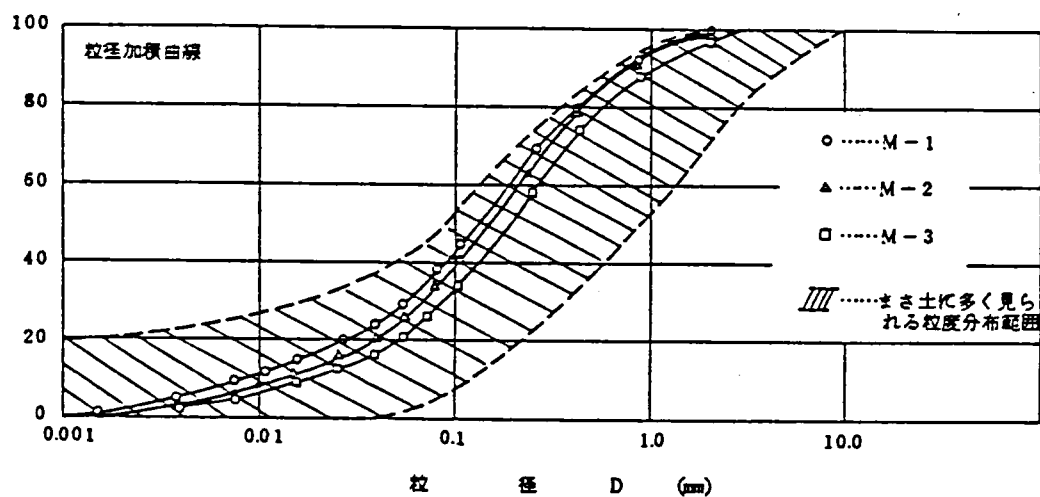


図-3.27 鳥取まさ土の粒度分布

3.3.4 まとめ

オーストラリア・ダーリングレンジ、ナイジェリア・カドナ、鳥取市布勢地区の花崗岩質風化残積土の物理的性質を調べ、つぎのことがわかった。

(1) ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土について

- ① 地表に近い赤黄色土の比重が 2.8 付近で大きく、深度が大きくなるにしたがい、花崗岩の比重である 2.65 に近づく。自然含水比は深度 8~10m 付近が最も大きく、飽和度は、地表付近で 60 パーセント程度、深度 12m 以深で完全飽和の状態である。
- ② 土の乾燥密度（間げき率）は、深度 8 ~ 10m 付近が最も小さく（大きく）、またそれらの値のバラツキ程度を示す変動係数の値は、深度 10~12m 付近を境にして、上層のバラツキ度合は、下層のものより大きな値となっている。
- ③ 風化にともない、細粒分が増加してくるが、D 層（GL-12~25m）、B 層（GL-0.5~ 5m）の粒度分布は比較的 Talbot の曲線に近く、締め固めに適したものであるが、C 層（GL- 5~12m）のそれは Tabot の曲線からはずれており、締め固めにもあまり適さない分布である。ホンコン、マレーシアそして日本のまさ土と比較すると、熱帯地方に近づくにしたがい、そして多分地形がゆるやかになるにしたがい粒度分布は細かく、かつバラツキの範囲が増加するようである。
- ④ まさ土の場合 SM に分類されるものが多いが、カドナ地方の場合、ML, MH, CH, CL に分類される。C 層（GL- 5-12m）試料では、液性・塑性限界を持たないものもある。

(2) オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土について

- ① 地下水位は、深度 15m 付近に存在し、3~ 4m の季節変動がある。深度 15~20 m の風化残積土層が密度が最も小さく、この傾向は、カドナ地方の場合と同様である。地表付近では、粒状ラテライト、塊状ラテライトが、ボーキサイト鉱床として存在している。
- ② 土質分類は、ML、OH、OL、MH に分類されるものが多く、一般に低塑性の粘土である。

(3) 日本・鳥取市の風化残積土

- ① 風化残積土の風化度は、上述 2地点に比較して、小さく、砂質土であり、土質分類は、S Mに分類されるものが多い。
- ② 粒度分布は、粗粒分から細粒分まで粒度分布の良いものとなっており、含水比は、カドナ地方やダーリングレンジ地方と異なり、地表付近の細粒分含有率の比較的高い土質が最も高く、深度が深くなるに従い、含水比が減少する。

3. 4 結論

本章では、風化残積土、特に花崗岩起源の世界各地の風化残積土について、ナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ付近、日本・鳥取市の地盤を調査し、その風化残積土をとりまく、地盤環境、物理的性質および風化特性について調べた。

まず、第1節では、花崗岩が風化し、風化残積土に変化する過程で、土の物理的性質が変化し、その変化を量的に把握することの工学上の意義について検討した。

第2節では、気候区も異なる上述した3地域について風化残積土を取りまく自然環境について調査し、その地形、地質状況についても、観察した。すなわち、ナイジェリア・カドナ地方は、先カンブリア期の花崗岩を母岩とした準平原地形であり、局所的に島状丘と呼ばれる花崗岩の露出や、塊状ラテライト丘陵が見られる。オーストラリア・ダーリングレンジ付近は、ボーキサイト鉱床が、地表付近をおおっており、カドナ地方と同様、その下層に厚い粘土質の風化残積土層を持つ。両地域とも、乾期と雨期の区別が明確であり、年間降雨量は1200～1300mmとなっており、水分蒸発量は、降雨量より多い。一方、日本の鳥取市のまさ土地盤は、砂状風化残積土が30m以上厚く、形成され、現在温帯気候区に属しており、年間降雨量は2000mmを越えている。各地域の風化残積土層とも、土色により簡易土層分類がなされる。

第3節では、上記3地点について、風化残積土の物理的特性について調査し、考察を行っている。ナイジェリア・カドナ地方では、自然含水比や間げき率は深度8～10mの風化残積土中間層で大きく、しかも、土の乾燥密度や間げき率のばらつき度合を示す標準偏差の値もこの中間層を境にして、上下で異なり、地盤上層でばらつきの度合が大きくなっている。粒度分布は、深度が浅くなり風化が進むにともない細粒分が増加してくるが、その変化は一様ではなく、風化残積土中間層のC層は、締め固めにあまり適さない粒度分布となっている。土質分類は、ML、MH、CH、CLに分類され、日本のまさ土はSMに分類されるものが多く、この点が異なっている。オーストラリア・ダーリングレンジ地方では、深度15～20mの土層の密度が最も小さく、含水比も大きい。地表付近には、粒状および塊状のボーキサイトが存在する。鳥取市付近の花崗岩質風化残積土（まさ土）は、他の2地点と異なり、地表付近で最も土の密度が小さく、含水比も大きなものとなっている。これらの結果から、花崗岩質風化

残積土は、花崗岩という同一の母岩から由来している風化残積土であるが、気候区や、過去の気候、地質学的時間の違いにより、風化度が異なり、自然含水比、間げき率、土質分類が大きく異なってくる。また、カドナ地方の場合のように、土の種々のパラメーターのばらつき度合は、深度とともに変化していることが判明した。

参考文献

- 1) 土質工学会編；風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用、土質基礎工学ライブラリー16、PP.1～15, 1979
- 2) 高田、門田、末岡；熱帯風化残積土の土質工学的特性と路盤材としての利用、土と基礎 Vol.29, No.12、PP.27～32, 1981.12
- 3) 末岡、小山、佐藤；ナイジェリア・カドナ地方における花崗岩質風化残積土の地盤工学的考察、土木学会論文集、第346号、PP.67～76, 1984.6
- 4) M.S.Saunders, P.G.Foukes; A review of the relationship of rock weathering and climate and its significance to foundation engineering, Engineering Geology 4, PP.289～325, 1970
- 5) B.P.Ruxton, L.Berry; Weathering profiles and geomorphic position on granite in two tropical regions, Rev. Geomorph. Dynamique, 12, PP.16～31, 1961
- 6) D.Carroll. 著（松尾新一郎 監訳）；岩石の風化、ラティス刊、PP.158, 1974 年
- 7) M.O.Olugboye; Note on the hydrogeology of Kaduna River Basin around Kaduna Town, Kaduna State Geological Survey Report, No.1539, Dec., 1975
- 8) R.J.Gilkes, G.Scholz, G.M.Dimmock; Lateritic deep weathering of granite, Journal of Soil Science, Vol.24, No.4, PP.525～536, 1973
- 9) F.G.Gordon; The Laterite weathering profiles of precambrian igneous rocks at the Worsley Alumina Refinery Site, South West Division, Western Australia, Fourth Australia-New Zealand Conference on Geomechanics, PP.261～266, 1984
- 10) 三浦 清；鳥取花崗岩に見られる黒雲母の特殊変質とその応用地質学的意義、応用地質・17巻 4号、PP.16～23, 昭和51年12月
- 11) 木宮一邦；花崗岩類の物理的風化指標としての引張強度、地質学雑誌、第81巻、第6号、PP.349～364, 1975年 6月
- 12) 西田、青山；花崗岩風化層の間げき径分布と水分吸着特性について、応用地質、20巻 1号、PP.3～12, 1979
- 13) Onodera, T., Oda, M. and Minami, K; Shear strength of undisturbed sample of decomposed granite soil, Soil and Foundation, Vol.10, No.1, PP.17～26, 1976

- 14) 赤井浩一；土の粒度配合による締め固め特性の変化、土と基礎、Vol.5.No.5,PP.19～22,1957
- 15) Eswaran,H.and Wong Chow Bin;A Study of deep weathering profile on granite in Peninsular Malaysia.1,Soil Science Society of America,Journal,Vol.42,PP.144～149,1978
- 16) Lumb,P.;The Properties of decomposed granite,Geotechnique,Vol.12,No.3,PP.226～243,1962
- 17) Gordon,F.R.and Smith,D.M.A;Lateritic soils Near Worsley:The Interaction of geology and geotechnology,Fourth Australia-New Zealand Confernece on Geomechanics Vol.1,PP.273～277,1984

4. 風化残積土の鉱物化学的性質

4. 1 鉱物化学試験の意義

新鮮岩が 風化岩や風化残積土になる過程で、岩石中に含まれていた鉱物に変化をおこす。この場合、風化の度合は、深度や岩の種類、あるいは、昔あるいは現在の気候に影響される訳であるが、構成鉱物の不安定度合の違いにより、風化岩あるいは風化残積土中の鉱物は化学的に変化する。それ故、残存している鉱物と、新しく形成された鉱物の比に基づいた鉱物化学的指標で、風化岩や風化残積土の風化程度を表現することが可能になる。

Marshallは土層断面の各部で、風化に抵抗し、かつ移動しない鉱物の定量的表示やいう鉱物学的方法を提案している¹⁾。Marshallはこの種の鉱物をIndex-mineral (指標鉱物)と呼び、例えば、ジルコン、ガーネット、電気石、金紅石等の鉱物が指標鉱物になりえるとした。

Stephen は花崗岩系の黒雲母や斜長石から土が形成される時、定量的な鉱物の変化を提案している²⁾、菅野³⁾や加藤⁴⁾らも、風化残積土の雲母の鉱物学的な変化について調査している。

Lumbは花崗岩系岩石の風化の程度を母岩と風化残積土中に含まれる石英と長石の比を以下のような関数として表わした⁵⁾。

$$X_d = \frac{N_q - N_{q0}}{1 - N_{q0}}$$

ここで N_q は 風化残積土中の石英の石英と長石に対する比率であり、 N_{q0} は、母岩中の石英の石英と長石に対する比率である。 X_d は0と1の間を変化し、1に近づく程、風化が進んでいることになる。 N_{q0} の平均値としては、1/3 が使われるが、Ba ynesやDearman が指摘しているように、いったん X_d が 0.5を越えると、生成された風化残積土はその粘土のマトリックスに左右され⁶⁾、あまり長石や石英は、意味を持たなくなる。

以上、現在までのいくつかの代表的な研究を紹介したように、風化残積土が、母岩の化学的風化作用の結果生成された生成物なら、その鉱物や化学成分の変化を定性的ばかりでなく、定量的に評価することは、風化残積土を工学的に取り扱う上で重要なやり方となる。本節では、まず、世界各地に分布する粘土鉱物のX線回折による同定や塩基交換容量（CEC）測定、さらに強熱減量、構成成分の化学分析などの鉱物化学的試験を行うことにより、風化残積土の風化度合、風化特性、さらに気候区分の違いによる風化傾向の違いを、明確にしようとした。ただし、化学分析を用いた詳しい検討については、6章で述べる。

4. 2 鉱物化学試験の種類と方法

4.2.1 鉱物化学試験の種類

鉱物化学試験項目は次のとおりである。

- ① X 線回折粉末法
- ② X 線回折定方位法
- ③ 塩基交換容量
- ④ 強熱減量
- ⑤ p H
- ⑥ 電子顕微鏡による微視的構造の観察
- ⑦ 化学分析

4.2.2 鉱物化学試験の方法

鉱物化学試験の方法、手段は以下のとおりである。

(1) X 線回折粉末法

粉末法は、結晶性の良い比較的粗粒な一次鉱物（石英、長石等）の鉱物組成の同定に適している。試験は岩石試料を粉碎し、鉄乳鉢で粉碎して $420\mu\text{m}$ 以下とし、さらにメノウ乳鉢ですりつぶして、ほぼ手の感触で粒子を感じない程度の粉体にして、アルミニウム製試料ホルダーに挿入し X 線回折装置にかけた。

(2) X 線回折定方位法

一般に粘土鉱物は板状を呈し、主に細かな $2\mu\text{m}$ 以下の粒子として存在しており、一次鉱物に比べ結晶性も悪いことから、粉末法の X 線回折では、すべての粘土鉱物種を判定することが難しい。

また、同じ結晶径をもちながら、性質がまったく異なる鉱物種も存在する。そこで土壌粘土鉱物の研究で多く行われている沈降法により $2\mu\text{m}$ 以下の粘土粒子を集め、 Ca^{2+} イオンや K^{+} イオンで粘土部分を飽和し、過剰塩分をとり除いた懸凝液をガラス面に塗布し、最大ピーク強度の得られる粘土鉱物の 001 面を強調して X 線回折を行う定方位法を採用して、粘土鉱物種の正確な同定を試みた。

・ Ca イオン飽和处理による定方位法 X 線回折

後述するエチレングリコール処理、K 飽和处理に対する基本ピークを測るために行う。

- エチレングリコール処理

膨張性2:1 型鉱物（モンモリロナイト，バーミキュライト）及び膨張性1:1 型鉱物（ハロイサイト）の検出と非膨張性2:1 型鉱物（クロライト，イライト）の分離判別。

- K 飽和

室温，モンモリロナイト，バーミキュライトの区別

300℃， 550℃モンモリロナイトの加熱変化

550℃ カオリナイト，クロライトの分離（カオリナイトは 600℃で結晶がこわれる。）

以上の操作をまとめると次のようになる。

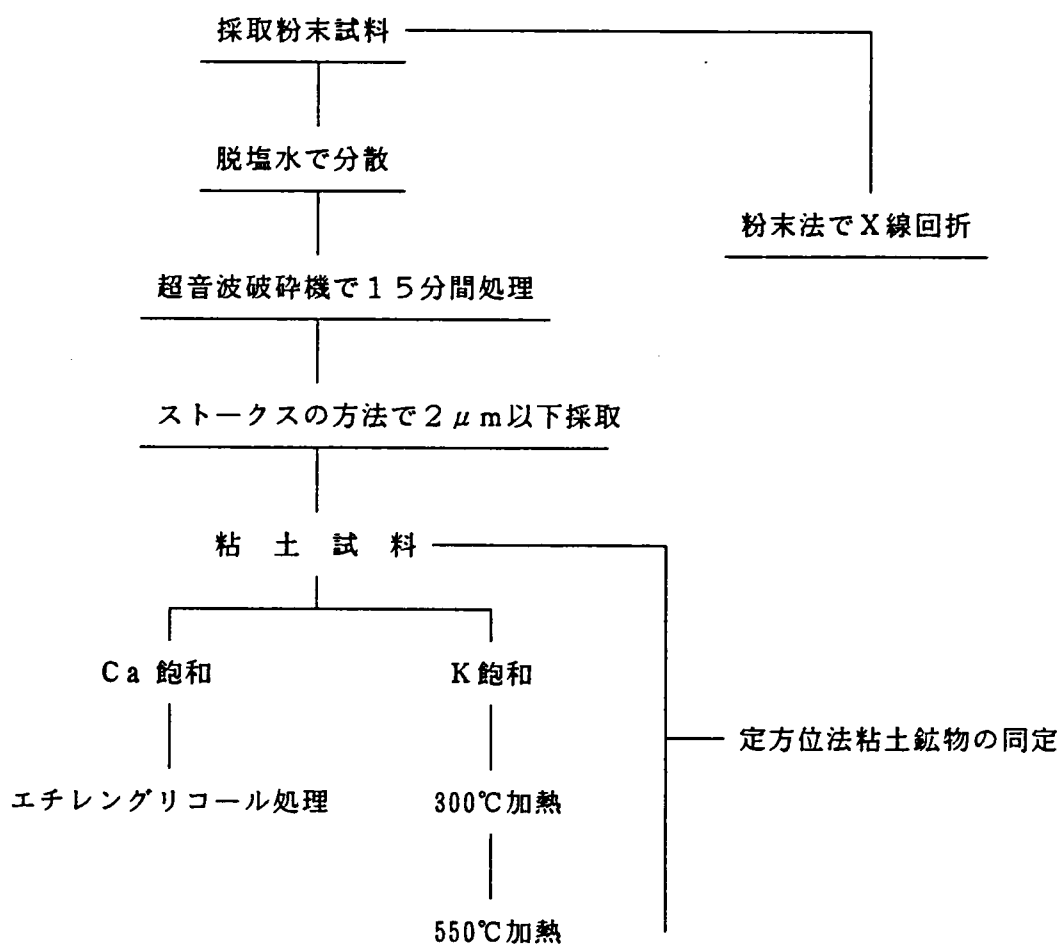


図-4.1 粘土鉱物のX線回折手順

X線回折条件は次の通りである。

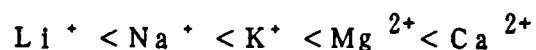
回 折 装 置	理学電気製	ガイガーフレックス2035
Target	Cu	
Filter	Ni	
Voltage	35KV	
Current	15mA	
Count Full Scale	定 方 位 法	Ca 8000
		K 8000
	粉 末 法	4000
Time Constant	1 sec	
Scanning Speed	2° /min	
Chart Speed	2° cm/min	
Divergency	1°	
Receiving Slit	0.3mm	
Detector	S.C.	

(3) 塩基交換容量 (Cation Exchange Capacity C E C)

i) C E Cとは

粘土をイオンを含む水溶液に触れさせておくと、その粘土中の塩基と溶液中のイオンが速やかに交換（置換）し合って、しかもその鉱物の構造を、少しも損じないような性質を示すことがある。これを塩基交換という。

このような性質は、モンモリロナイト群において著しいことが知られている。このとき、イオンの種類により交換し易いものと交換し難いものがあり、次のような順が認められている。



一方、粘土鉱物は、その構造上の特性に応じてそれぞれ違った程度の陽イオン吸着交換能をもっている。その大きさの順は、ほぼ次のような順である。

ハロイサイト，カオリナイト<イライト，クロライト

<モンモリロナイト，バーミキュライト

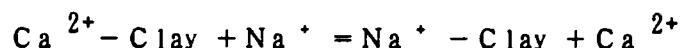
従って、陽イオン吸着交換能の定量は、逆に、対象とする粘土鉱物の同定に役立つ場合があり、さらに、粘土鉱物の組み合わせが単純な場合には、粘土鉱物の半定量的な取り扱いもできる。また、この性質は、土の液性限界、塑性指数とも密接な関係があると考えられている。

ここで、この陽イオン吸着交換能のことを、しばしば塩基交換容量といって、試料 100 g 当りの陽イオンのミリグラム当量 (meq) で示す。

ii) 測定法

粘土の塩基交換の定量法は、一般的に、土壌について行われている方法—SCHÖLLER—BERGER法の改良法（セミマイクロ式）—に準ずればよい。なお、パーミキュライトを含む粘土は、 NH_4^+ を層間位置に固定するので、上記の方法を使用せず、酢酸アンモニウムの代りに pH=7.0 の 1 規定酢酸カルシウム溶液を使う必要がある。測定法の原理は、次のとおりである。

すなわち、粉末試料をあらかじめ Ca で飽和しておき、Na イオンで交換後、浸出してくる Ca^{2+} の量を計って、全体の塩基交換容量を測定する。



以下、試験手順を示す。

- ① 遠沈管をよく洗浄し、110℃で乾燥し、デシケータの中で冷却後秤量する。
..... x (g)
 - ② 上記の遠沈管に試料 0.5 g を入れる。（2本）
 - ③ pH=7 の 1 N Ca (CH₃COO)₂ 溶液約 20 ml を入れ、攪拌後、一夜放置する。
 - ④ 5 分間遠心分離し、上澄液をすてる。
 - ⑤ pH=7, 1 N Ca (CH₃COO)₂ で 2 回洗浄する。
 - ⑥ pH=7, 0.05 N Ca (CH₃COO)₂ で 3 回洗浄する。
 - ⑦ 洗浄後、遠沈管の質量測定する。
..... y (g)
- 水の質量 = y - (x + 0.5) = z (g)
- ⑧ pH=7, 1 N NaCl 20 ml を入れよく攪拌後、1 時間以上放置する。
 - ⑨ 遠心分離後、上澄液を 100 ml メスフラスコに集め、これを 4 回くり返す。
 - ⑩ 純水で 100 ml にフィルアップする。よく混合し、25 ml メスピペットで 100 ml のビーカーに移す。これを 2 点行う。

① pH=10 , アンモニア緩衝液を 2 m l 加える。

② EBT 指示薬を入れ、 0.005N EDTAで滴定する。

$$f \times \frac{100(\text{g})}{\text{sample}(\text{g})} \times 0.001 \times a \times \frac{100}{25} - f \times f' \times \frac{100(\text{g})}{\text{sample}(\text{g})} \times z \times 0.05 = C E C$$

f ……EDTA力価

f' …… 0.05 N Ca (CH₃COO)₂ の検定による補正值

a ……EDTAによる滴定値 (m l)

(4) 強熱減量

土質工学会規準JSF T6-1968に準じて行なった⁷⁾。試験手順は以下のとおりである。試料を十分乾燥して乳針で塊をときほぐし、420 μ mふるいでふり分け、粗粒子を取り除く。この土を蒸発皿に入れ、恒温乾燥炉中にて 110℃で10時間以上乾燥し、デシケータ中で冷却したものを試料とする。試料を 2g とり、恒量化したるつぼ m_c (g) 中に入れて試料とるつぼとの質量 m_a (g) をはかる。るつぼを電気マッフル炉に静置し、ふたを斜めにかぶせる。熱電対温度計を見ながら、炉の温度を 400~ 500℃まで徐々に上げ、次に 700~ 800℃に至らしめる。加熱を開始してから約 1 時間後、一度加熱を中止し、試料を白金線でかくはんする。黒色の物質がなくなるまで加熱を行い、加熱停止後、デシケータ中に入れ、冷却した後、強熱後の試料とるつぼとの質量 m_b (g) をはかる。

強熱減量を次式によって算出する。

$$\text{強熱減量} \quad L_i = \frac{m_a - m_b}{m_a - m_c} \times 100 = \frac{m_L}{m_s} \times 100 (\%)$$

ここで

m_a : 試料とるつぼの質量 (g)

m_b : 強熱後の試料とるつぼの質量 (g)

m_c : るつぼの質量

m_L : (= $m_a - m_b$) 試料の質量減少量 (g)

m_s : (= $m_a - m_c$) 試料の質量 (g)

(5) pH

土質工学会基準JSF・土のpH試験方法(案) T7T-1974に基づき試験を以下のように行う。

原位置状態に近い試料30gを清浄な100mℓビーカーに蒸留水約50mℓを入れる。次に清浄なポリスマンで土をときほぐし、懸濁液の状態にしてから30分以上3時間以内放置したものをpH測定用試料とする。pH計はpH標準液で十分に調整しておき、試料をガラス棒でかき混ぜながら、pH計の電極が試料の液中に没するように挿入する。電圧挿入後30秒以上経過してから測定用スイッチを入れ、pHを読みとる。

(6) 電子顕微鏡による観察

風化残積土の土構造の解明には、電子顕微鏡を使って直接観察することができる。観察に際しては、まず土質試料を約1cm³の大きさに切断し、切り出した試料を直径1.5cmの円形アルミニウム製試料台にエレクトロンコンパウンドを使用して固定させる。次にフリーズドライ(YAMATO製 NEOCOOL)装置によって約半日乾燥し蒸着装置(HITACHI.HUS-5GB)によって試料にカーボンを蒸着させ、走査型電子顕微鏡(Scanning Electron Microscope HITACHI S-550)を使用し、試料の微視的構造を観察する。最低倍率は、35倍、最高倍率は40000倍である。必要ならば、化学定量分析、写真撮影が行なう。

4. 3 風化残積土の鉱物化学試験

4.3.1 試験に使用した風化残積土試料

熱帯および温帯地方の種々の風化残積土に対し、X線回折による構成鉱物の同定、電子顕微鏡等による微視的構造の観察、塩基交換容量（CEC）の測定等を行なった。試験の種類と試料については、表-3.1, 図-3.1にも示したが詳しく整理すると表-4.1のようになる。風化残積土は、大きく、花崗岩起源のものと、泥岩起源のものがあり、地球における緯度は、赤道付近の 0度から日本最北端の45度付近まで、熱帯気候から亜寒帯まで広範囲にわたっている。

表-4.1 試料と試験の種類

番号	試料採取地	母岩の種類	緯度	粒度分布	液性・塑性	CEC	X線回折	SEM	化学分析	強熱減量
①	ナイジェリア・カドナ	花崗岩	10° N	○	○	○	○	○	○	○
②	ナイジェリア・エヌグ	泥 岩	6° N	○		○	○	○	○	
③	タイ・カオパンソク	石灰岩	15° N			○	○			
④	ブラジル・ブラジリア	泥 岩	15° S						○	
⑤	ブラジル・リオデジャネイロ	花崗岩	22° S						○	
⑥	フィリピン・		9° N	○	○	○	○	○		
⑦	インドネシア・バタム島	花崗岩	2° N	○	○		○			
⑧	オーストラリア・ダーリンググレンジ	花崗岩	33° S	○	○	○	○	○	○	○
⑨	日本・沖縄	泥 岩	27° N	○	○	○	○		○	
⑩	日本・小倉	花崗岩	34° N	○	○	○	○		○	
⑪	日本・島根	泥 岩	35.5° N	○	○	○	○	○	○	○
⑫	日本・鳥取	花崗岩	35.5° N	○	○	○	○	○	○	○
⑬	日本・生駒山	花崗岩	34.5° N	○	○	○			○	○
⑭	日本・三國川ダム	花崗岩	37° N			○	○		○	
⑮	日本・五十嵐川ダム	凝灰岩	37° N	○	○	○				
⑯	日本・土別	泥 岩	44.5° N		○	○				

4.3.2 ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土

先カンブリア期花崗岩起源の風化残積土である。図-4.2(a),(b) に粉末法、および定方位法で得られたX線回折結果を示す。試料の採取位置は、図-3.4, 表-3.2に示した。これらの結果から風化残積土の構成鉱物を整理すると、図-4.3のようになる。

母岩である先カンブリア期の花崗岩は、石英、斜長石、黒雲母等の鉱物で構成されているが、深度15mの地盤では、既に石英を除いて、粘土鉱物に変質していることがわかる。全ての風化残積土地盤を通じて、カオリナイトが代表的な粘土鉱物となっており、深度15mの比較的風化が進んでない試料のみイライトが出現している。ラテライト性土であるB層では、ヘマタイトやギブサイト等の鉄、アルミ化合物が出現している。

顕微鏡によって、風化残積土の微視的構造を観察してみると、写真-4.1～ 4.6のようになる。GL-8m付近の紫色・白色斑状粘土層は、既に写真-2.12 に示したように、白色部粘土と紫色部粘土が斑状になって存在し、場所によって、白色部が卓越したり、紫色部が卓越したりしている。GL-15 mのKN-4試料では、黒雲母が存在しているように見えるが、図-4.2(a) (b) のX線回折結果によれば、イライトに変質していることがわかる。またKN-4試料の中の石英粒子は、写真-4.2に示すようにかなり角ばっており、日本のまさ土で観察される形状に似ていることがわかる。またKN-3W (GL-8m), KN-3P (GL-8m), KN-2 (GL-2m), KN-1 (GL-0m) 試料とも、内部に小さな空洞を持っていることが観察される。どのような原因でこれらの空洞が形成されたかは、定かではないが、興味深い形状である。

さらに微細な微視的構造を調べるため、走査型電子顕微鏡を使って、観察を行うと、写真-4.7～ 4.14 のようになる。KN-2 (GL-2m), KN-3 (GL-8m), KN-4 (GL-15 m) 試料では、主にカオリナイトの板状粘土鉱物が観察されるが、KN-1 (GL-0m) の固結したラテライトでは、カオリナイト集合の表面をのり状の物質で固結させているよう見うけられる。これは写真-4.14 (a), (b) に示すように、表面に主に鉄化合物が多く分布し、粘土鉱物等を接着材のように固結させているためと考えられる。すなわち、塊状ラテライト (massive laterite) では、鉄成分は主に、粘土鉱物を結びつける役目をしている。単純に言えば、鉄分が多い程、固結度が強いと考えることもできよう。

風化残積土の風化程度を表わす指標の一つに、強熱減量試験があるが、深度毎の強熱減量 ($\text{H}_2\text{O}(+) + \text{H}_2\text{O}(-)$ もほぼ同一の値) の変化を示すと図-4.4のようになる。地表に近づくに従い、強熱減量の値が大きくなり、粘土化が進んでいることがわかる。 $\text{H}_2\text{O}(+) + \text{H}_2\text{O}(-)$ の値 (粘土鉱物の層間水と結晶水にほぼ対応している) も強熱減量の値とかなり良い相関があることがわかり、これらの値は、カドナ地方の場合も、風化程度を示す指標として、使えることがわかる。

一方、土の化学的性能を表わす指標の一つに、CEC (陽イオン交換容量) があるが、深度毎のCECの変化を示すと図-4.5のようになる。全体的には、粘土含有量の増加とともに、CECの値も増加しているが、地表付近に存在する塊状ラテライトに対しては、増加するか、減少するか、断言するにはデータが不足している。地盤中間層に存在する紫色・白色斑状粘土層のうち、CECの値は、紫色部試料の方が大きいようである。

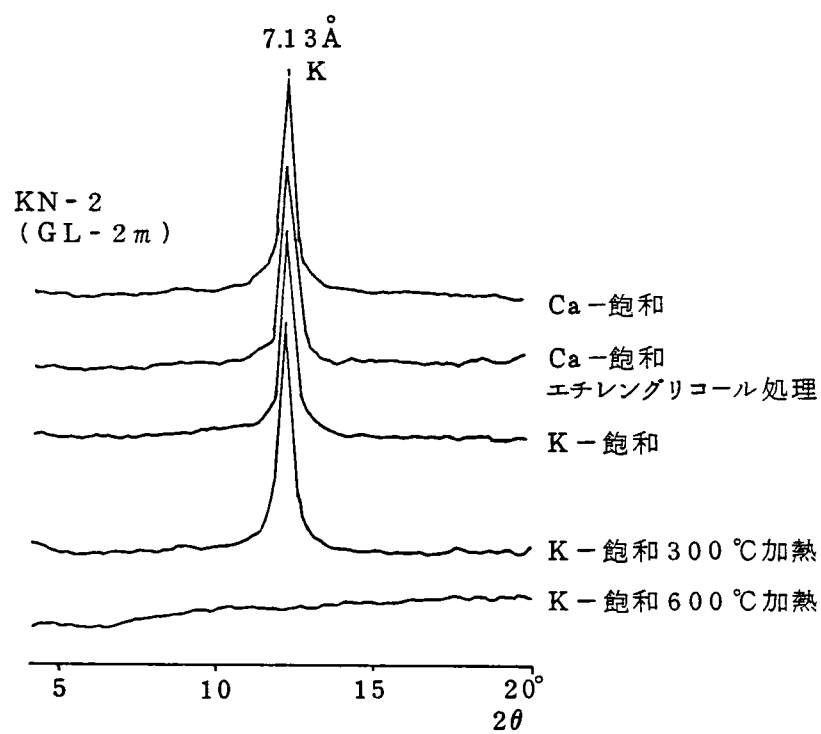
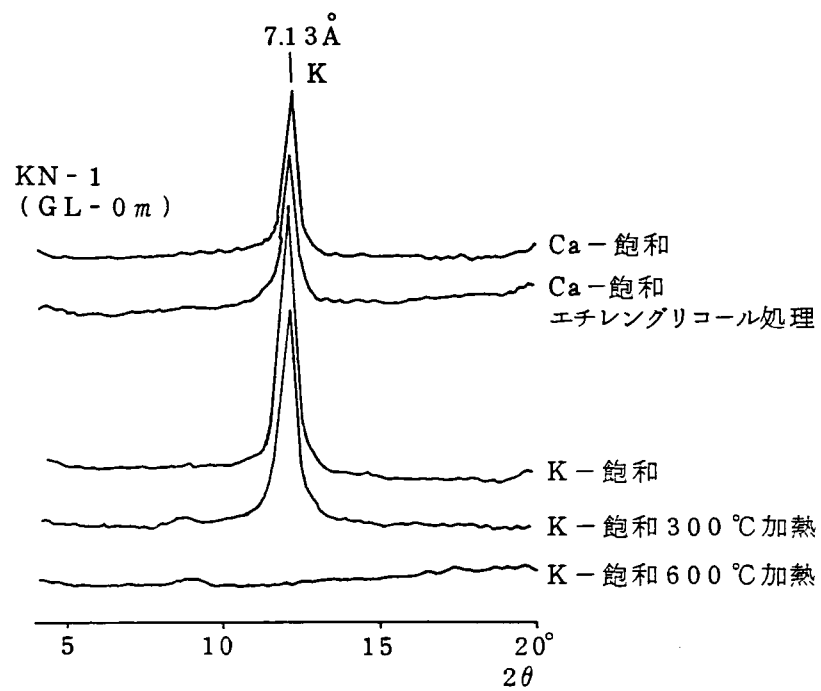


図-4.2 (a)① カドナ地方風化残積土のX線回折 (定方位法)

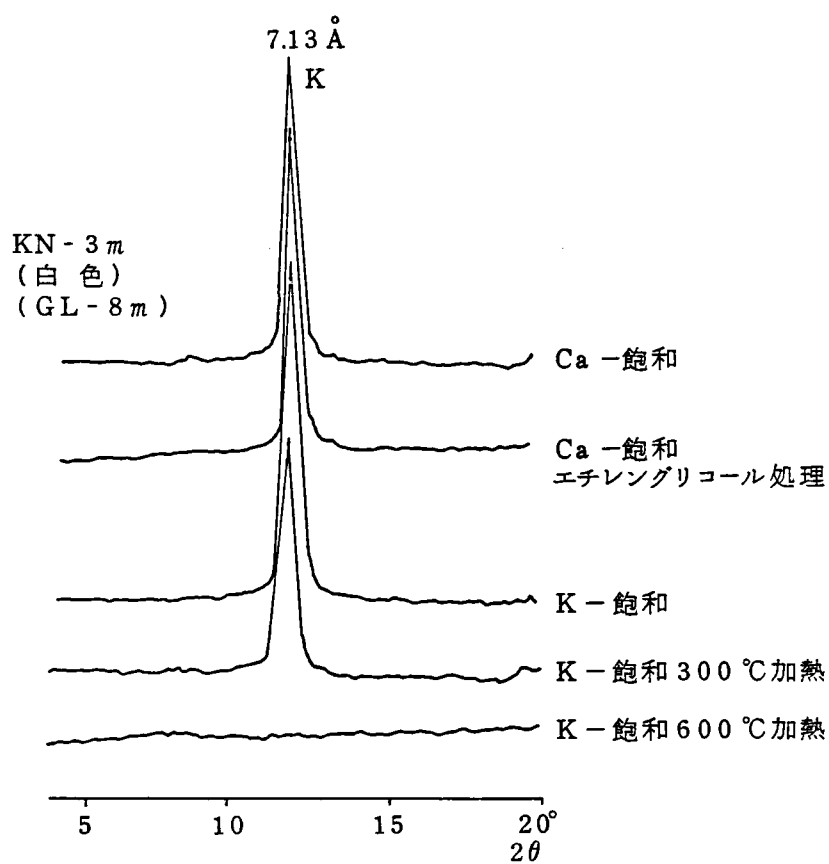
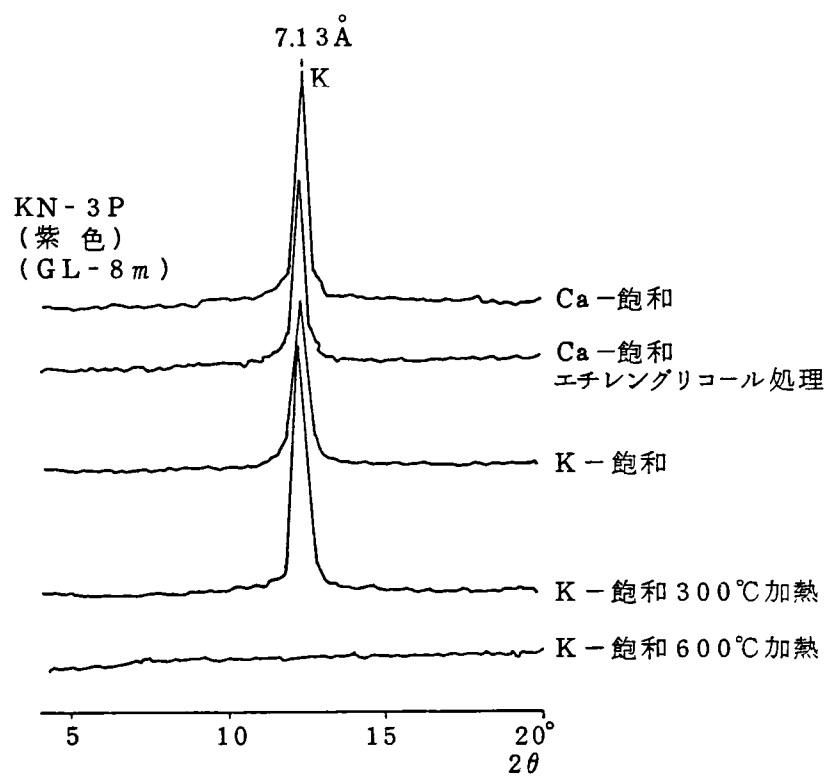


図-4.2 (a)② カドナ地方風化残積土のX線回折 (定方位法)

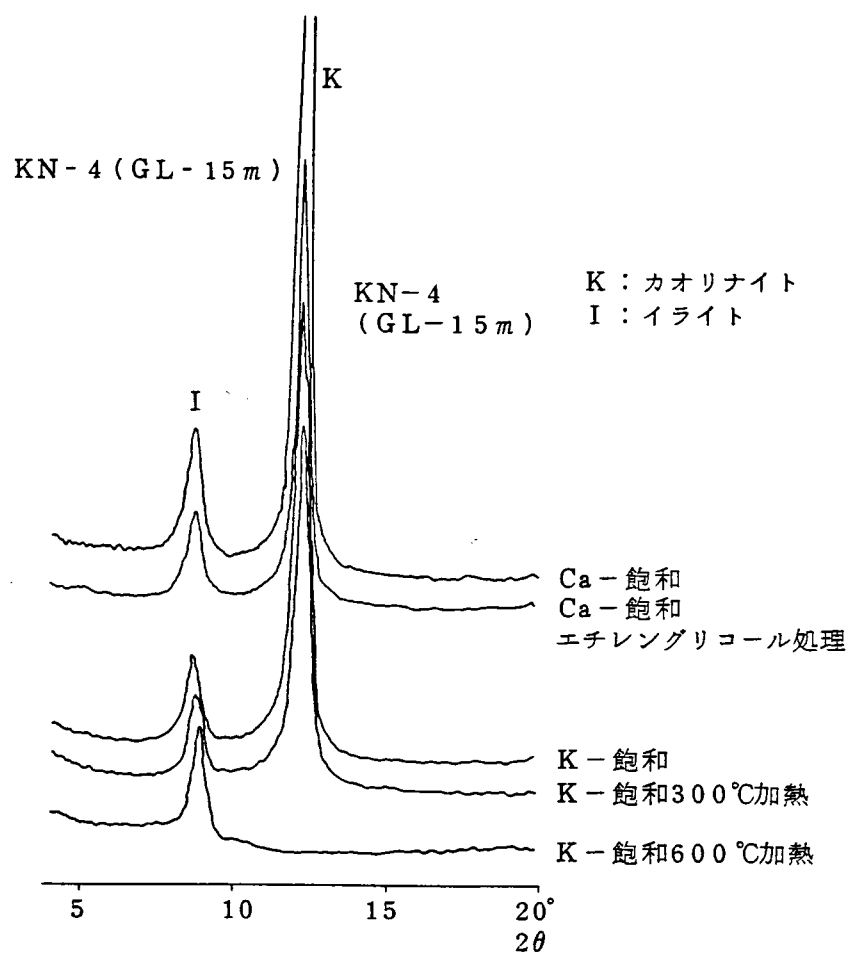


図-4.2 (a)③ カドナ地方風化残積土のX線回折 (定方位法)

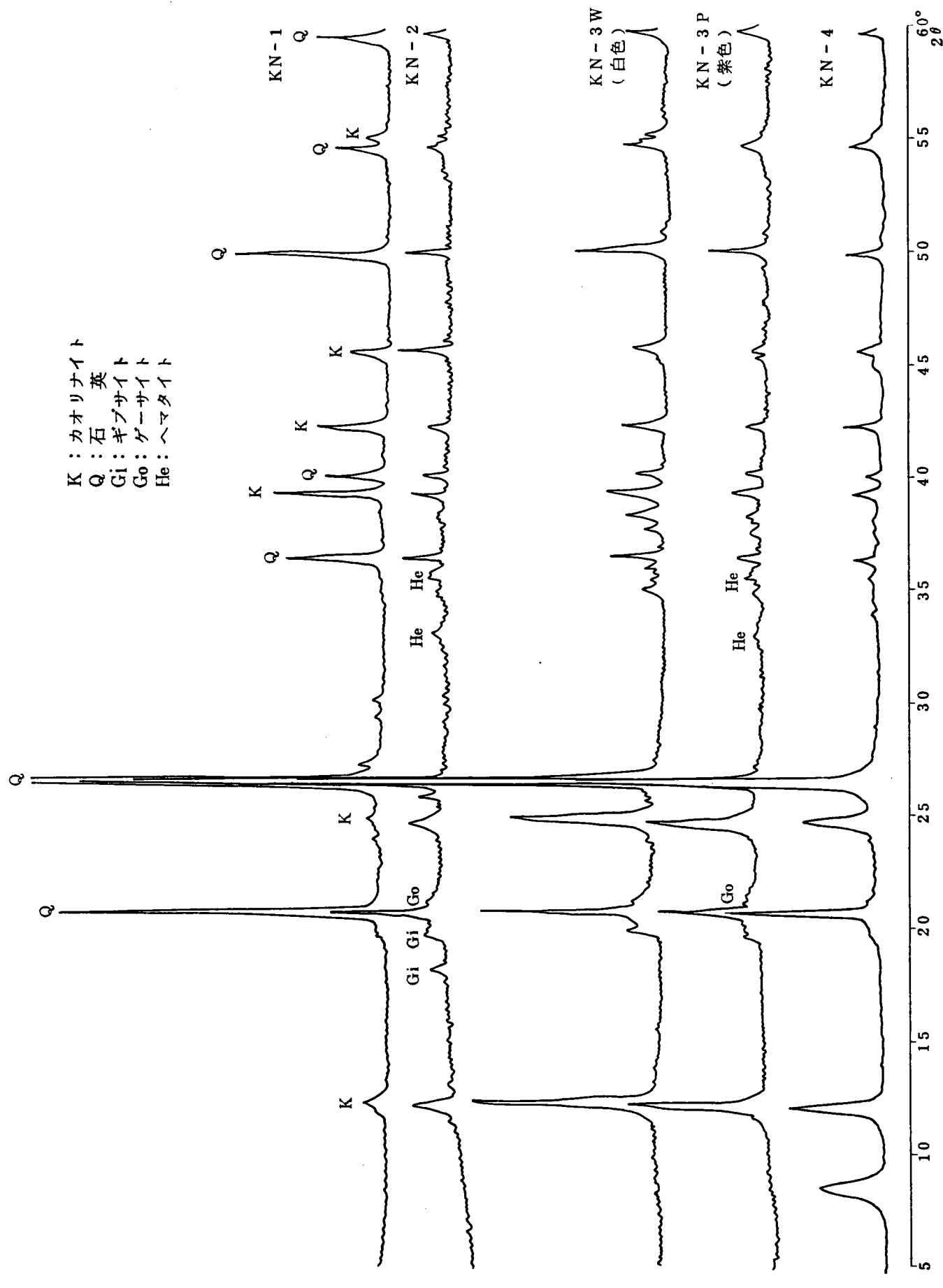


図-4.2 (b) カドナ地方風化残積土のX線回折 (粉末法)

試料	深度 (m)	石 英	斜長石	黒雲母	カオリ ナイト	イライト	ギブサイト	ヘマタイト	ゲーサイト
KN-1	0								
KN-2	2								
KN-3 P	8								
KN-3 W	8								
KN-4	15								
KN-P	母 岩								

図-4.3 ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土の構成鉱物

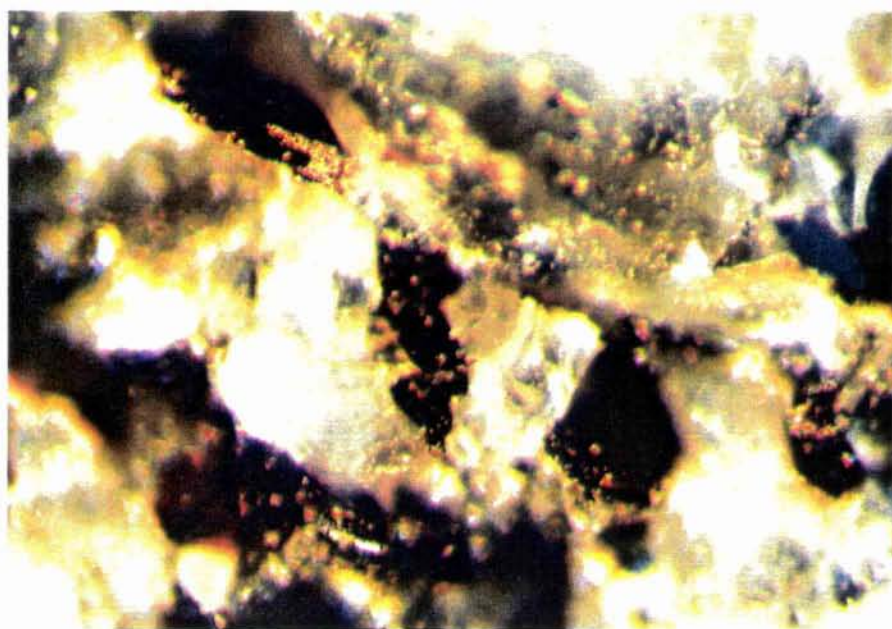


写真-4.1 母岩である花崗岩試料 (KN-P) ($\times 160$)

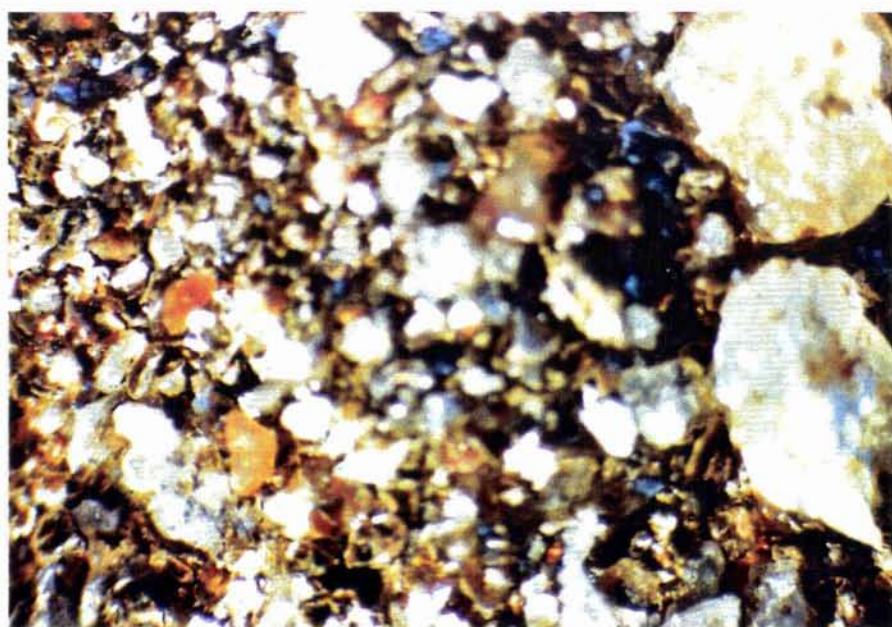


写真-4.2 KN-4試料 (GL-15 m) ($\times 30$)

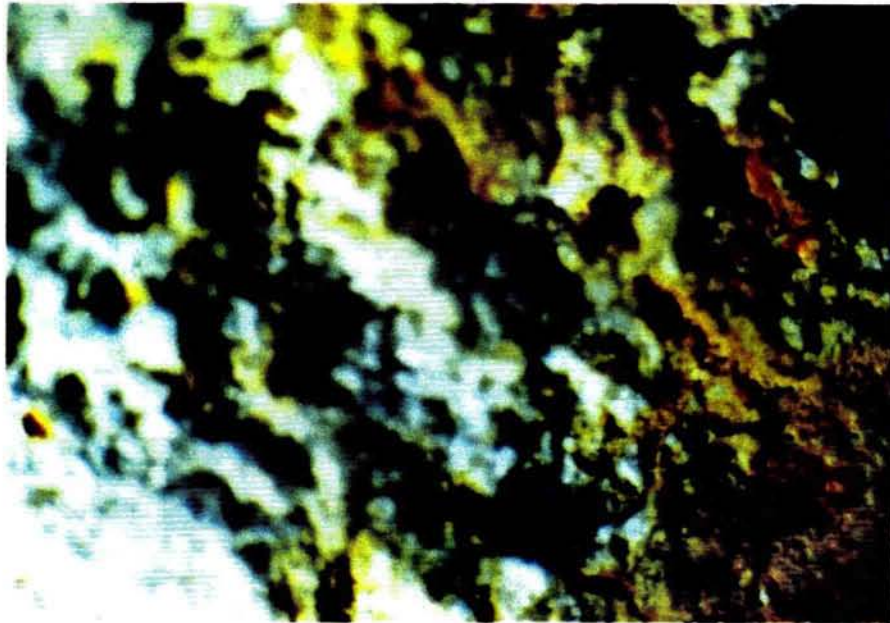


写真-4.3 KN-3W 試料 (×40)



写真-4.4 KN-3P 試料 (×80)



写真-4.5 KN-2試料 (GL-2m) ($\times 80$)

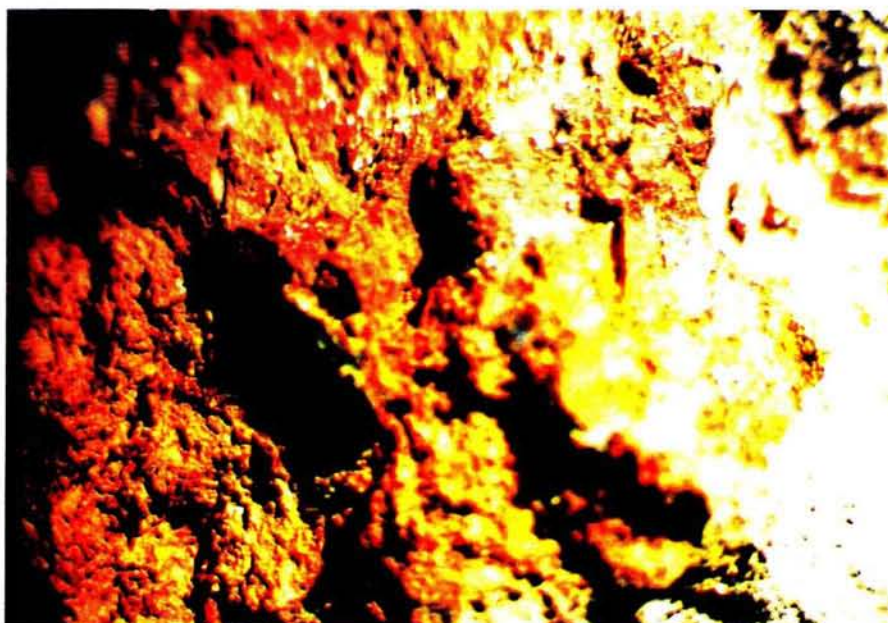


写真-4.6 KN-1試料 (GL-0m) ($\times 30$)

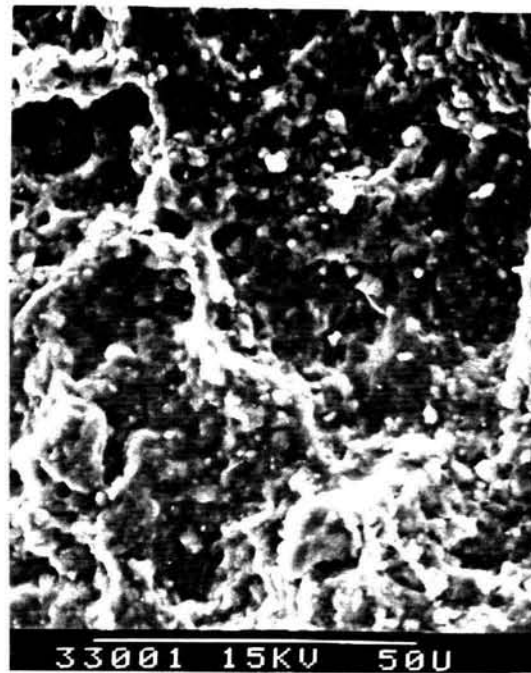


写真-4.7 KN-1 試料 (GL-0m) ($\times 840$)



写真-4.8 KN-2 試料 (GL-2m) ($\times 840$)



写真-4.9 KN-3 試料 (GL-8m) ($\times 240$)



写真-4.10 KN-3P 試料 (GL-8m) ($\times 3200$)



写真-4.11 KN-3W 試料 (GL-8m)
($\times 3200$)



写真-4.12 KN-4 試料 (GL-15 m)
($\times 840$)



写真-4.13 KN-P 試料 (×320)

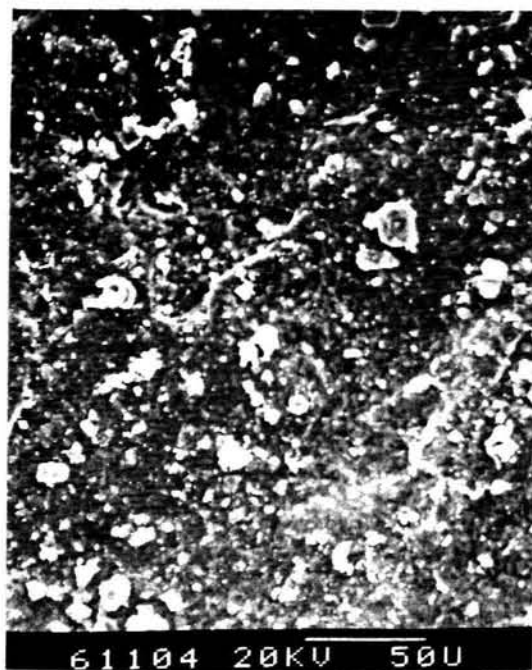


写真-4.14 (a) KN-1 試料の表面
(×320)

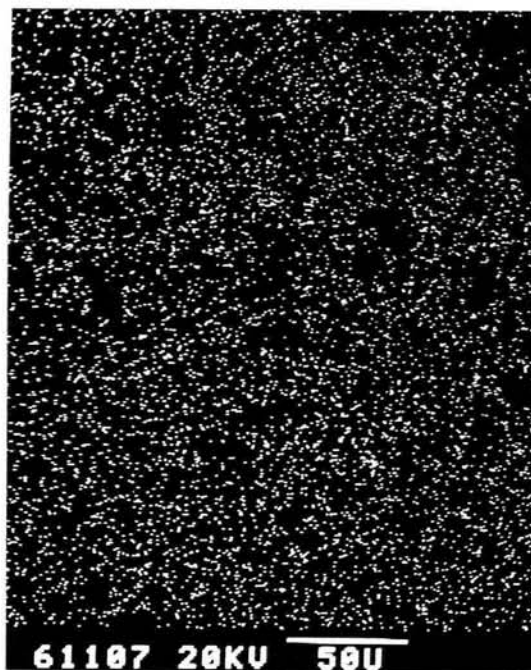


写真-4.14 (b) KN-1 試料の表面上Fe の分布
(×320)

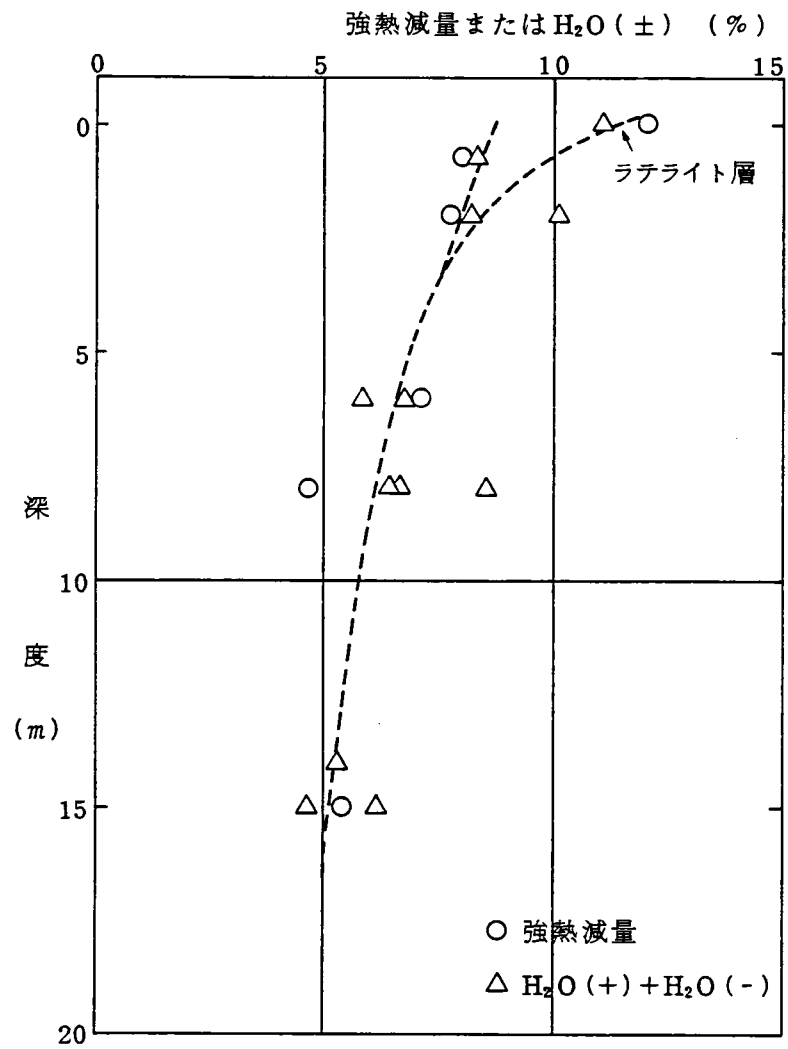


図-4.4 深度と強熱減量の関係 (カドナ地方)

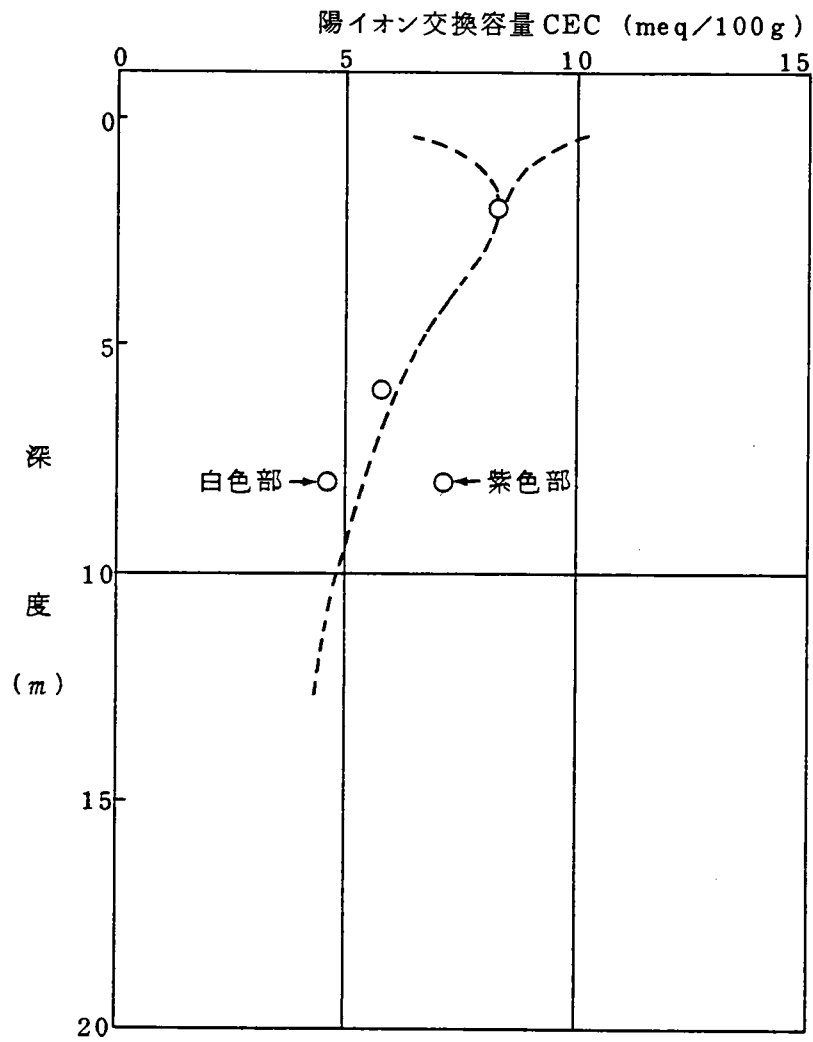


図-4.5 深度と C E C の関係

4.3.3 オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土

先カンブリア期花崗岩起源の風化残積土である。図-4.6(a), (b) に、定方位法および粉末法で得られたX線回折試験結果を示す。これらの結果から深度毎の構成鉱物を示すと、図-4.7のようになる。

母岩である先カンブリア期の花崗岩は、石英、長石、黒雲母等の鉱物で構成されているが、風化残積土に変質するに従い、長石、黒雲母は消失し、カオリナイトが出現してくる。深度15m付近の試料のみイライトが出現し、地盤上層のラテライト層に近づくに従い、ギブサイト、ヘマタイト、ゲーサイトなどのアルミ、鉄化合物が出現してくる。これらの傾向は、ナイジェリア・カドナ地方で観察されたものと、ほぼ同じ傾向であり、現在、緯度（カドナ地方10° N, ダーリングレンジ33° S）がかなり異なるにもかかわらず、出現鉱物が似ていることは、非常に興味深い。

走査型電子顕微鏡（SEM）によって、試料を観察してみると写真-4.15 ~ 4.19のようになる。

DR-1試料は、ピソリス状ラテライトの断面であり、ほとんど、鉄とアルミの粒状体である。断面は、既に金属表面のような固結体でできており、残積土のおもかげはない。DR-2試料は塊状ラテライトであり微視的に観察すると写真 4.16 のように、小さな空洞が存在していることがわかる。

DR-3は、黄茶色の風化残積土層であり、板状のカオリナイトが良く観察される。DR-4, DR-5試料は、写真-4.20, 4.21 に示すようにともに、オレンジ色と白色部分を持つ斑状粘土である。DR-4試料では、板状のカオリナイトとともに、棒状の鉱物（ハロイサイトか？）が観察される。DR-5試料では、カオリナイトや棒状鉱物の他に球状の鉄化合物が観察される。

$H_2O(+)+H_2O(-)$ の値は、深度毎に 図-4.8のように変化している。カドナ地方の場合と同様、地表に近づくに従い、値は増加しているが、全体的にカドナ地方の場合より、値が大きく、風化がより進んでいることが示唆される。

一方、陽イオン交換容量（CEC）の深度毎の値は、図-4.9のように、変化している。強熱減量（ $H_2O(+)+H_2O(-)$ もほぼ同様）の場合と異なり、地表付近のラテライト層（粒状ラテライトおよび塊状ラテライト層）でCECの値は、減少している。すなわち、風化度合という観点からは、強熱減量の値に代表されるよう

に地表付近の風化残積土の方が風化は進んでいるが、CECという土の化学的陽イオン吸着性能という点からは、むしろ、減少していることになり、ラテライト（ボーキサイトも同じ）段階では、微視構造の変化も含めた変化がおこっていることが予想される。

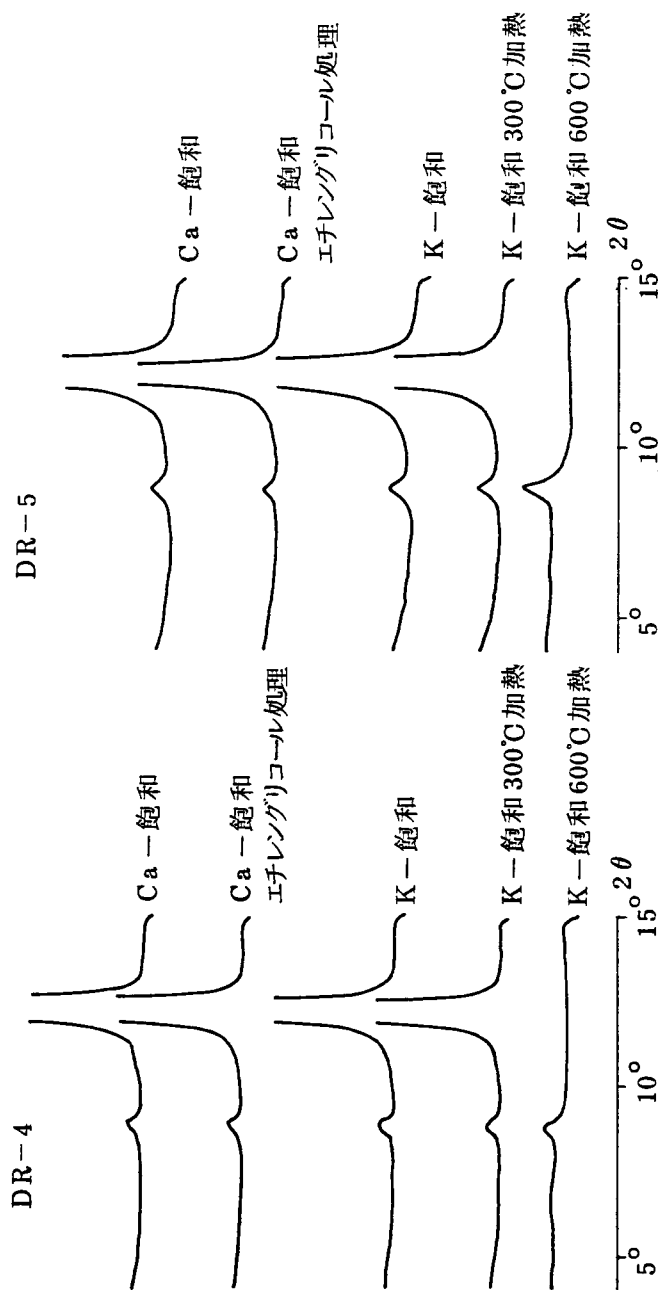
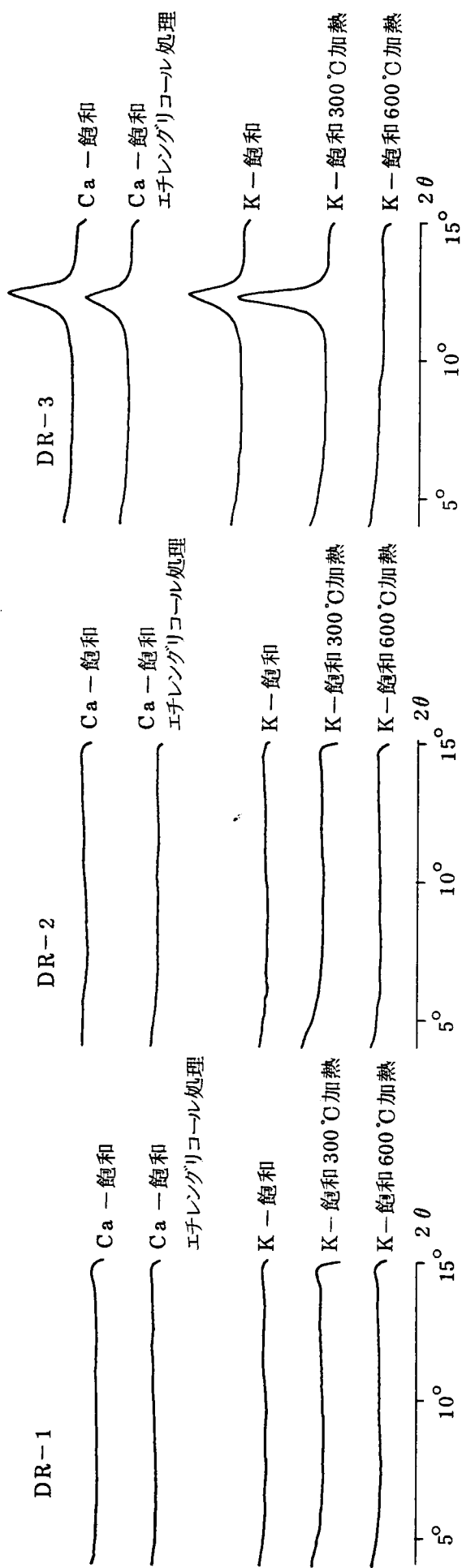


図-4.6 (a) オーストラリア・ダーリングレンジ風化残積土のX線回折 (定方位法)

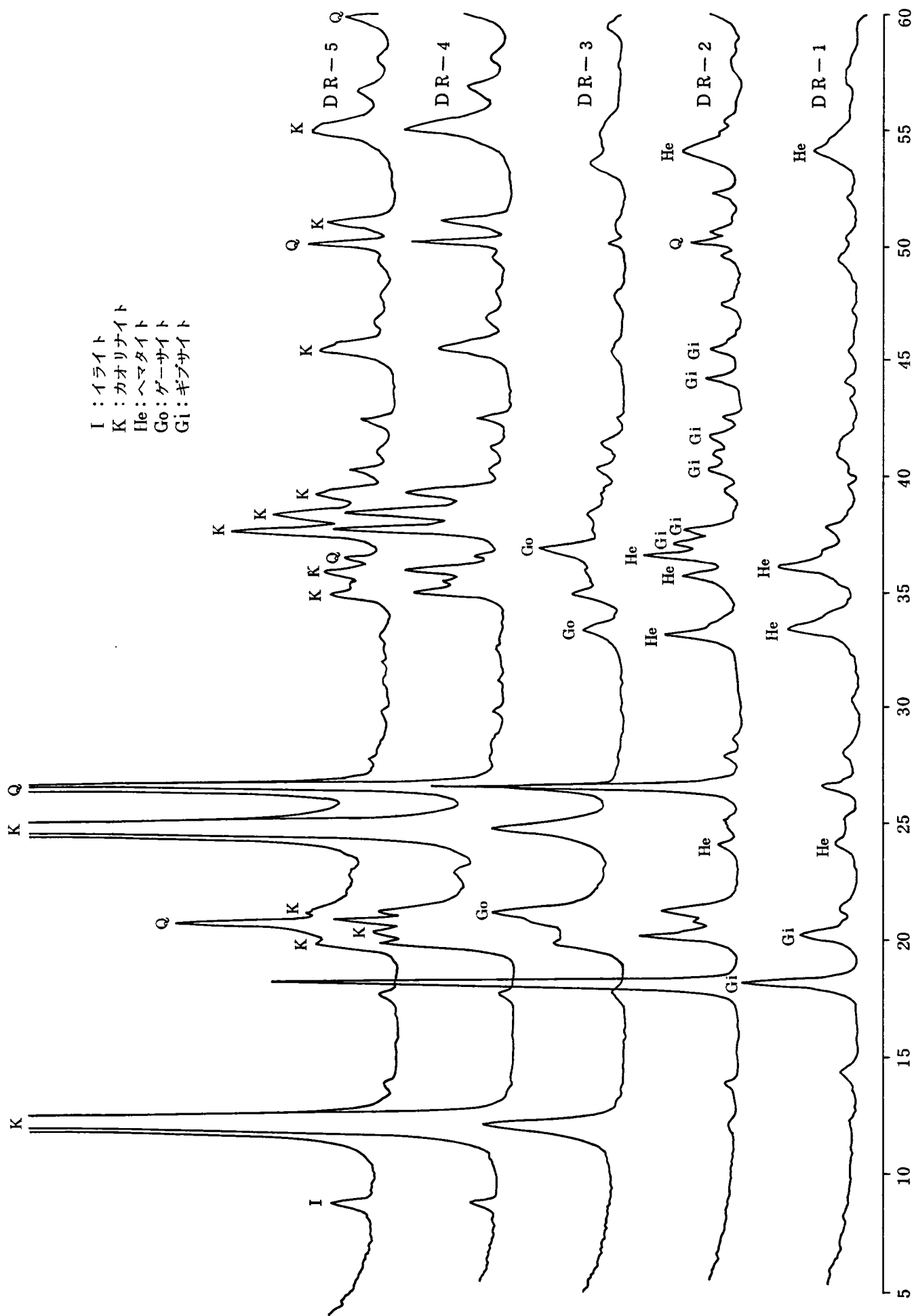


図-4.6 (b) オーストラリア・ダーリングレンジ風化残積土のX線回折 (粉末法)

試料	深度 (m)	石英	斜長岩	黒雲岩	カオリ ナイト	イライト	ハロイ サイト	ギブ サイト	ヘマ タイト	ゲー サイト
DR-1	0									
DR-2	1.5									
DR-3	6									
DR-4	12									
DR-5	15									
DR-6	母岩									

図-4.7 オーストラリア・ダーリングレンジの風化残積土の構成鉱物

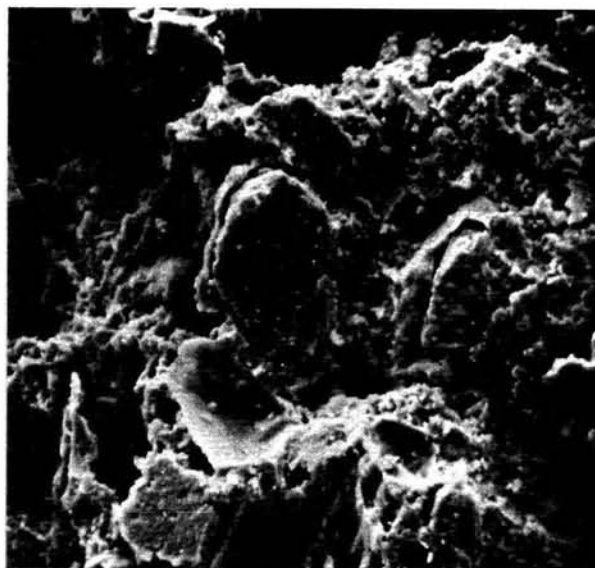


写真-4.15 DR - 1 試料 (× 500)



写真-4.16 DR - 2 試料 (×1000)

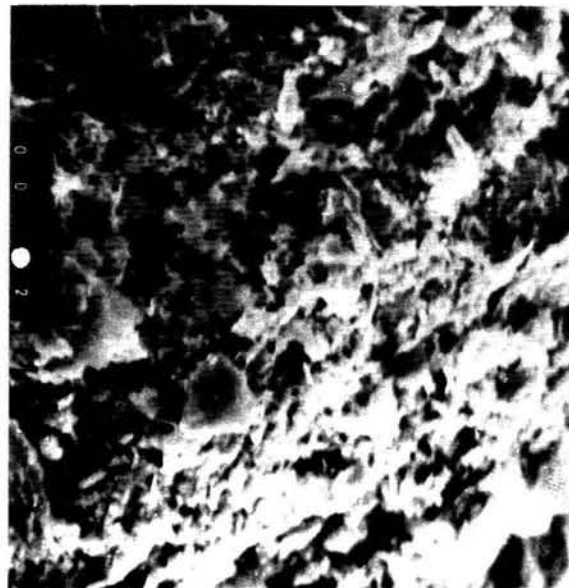


写真-4.17 DR - 3 試料 (×1000)

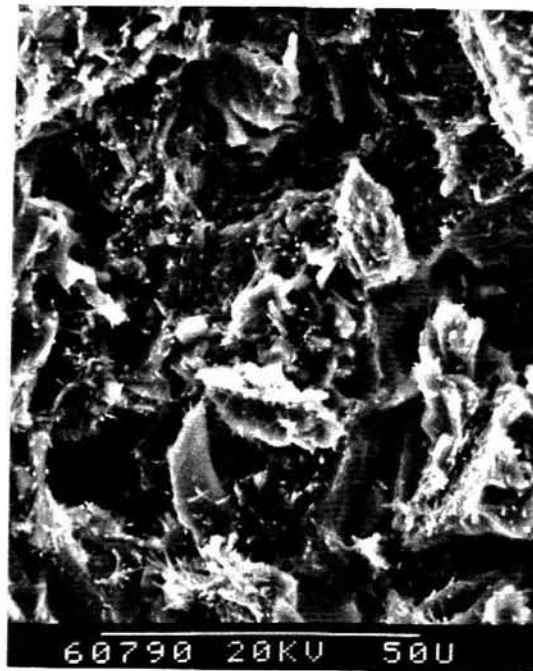


写真-4.18 (a) DR-4 試料白色部分
(×1000)



写真-4.18 (b) DR-4 試料白色部分
(×500)
棒状鉱物はハロイサイト

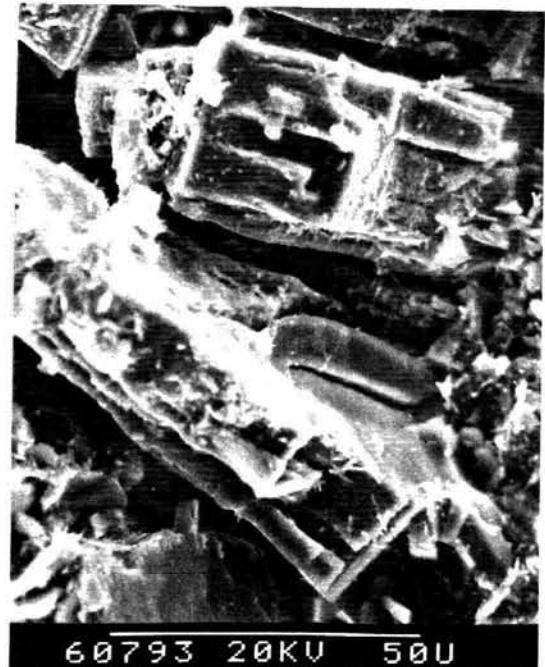


写真-4.18 (c) DR-4 試料赤黄色分
(×1000)

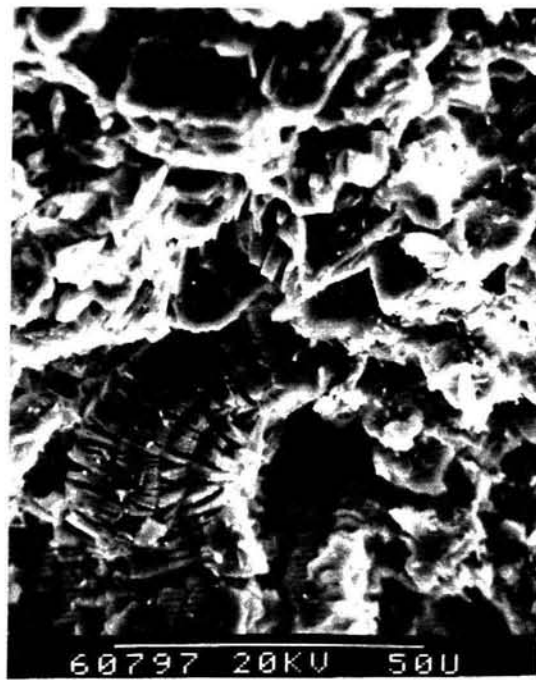


写真-4.19 (a) DR-5 試料白色部分 (×1000)



写真-4.19 (b) DR-5 試料赤黄色分 (×1000)

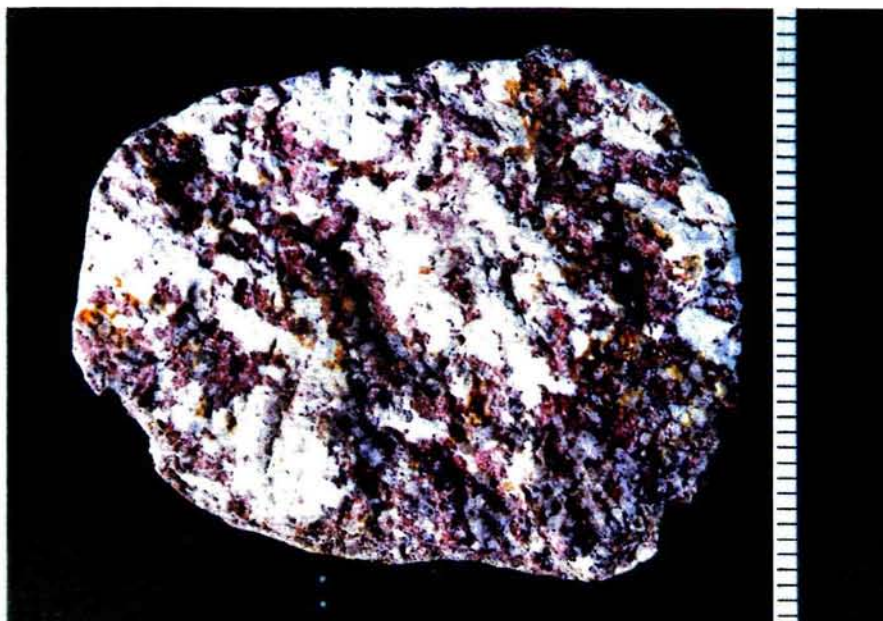


写真-4.20 DR-4 試料 (スケールは 1 mm)



写真-4.21 DR-5 試料 (スケールは 1 mm)

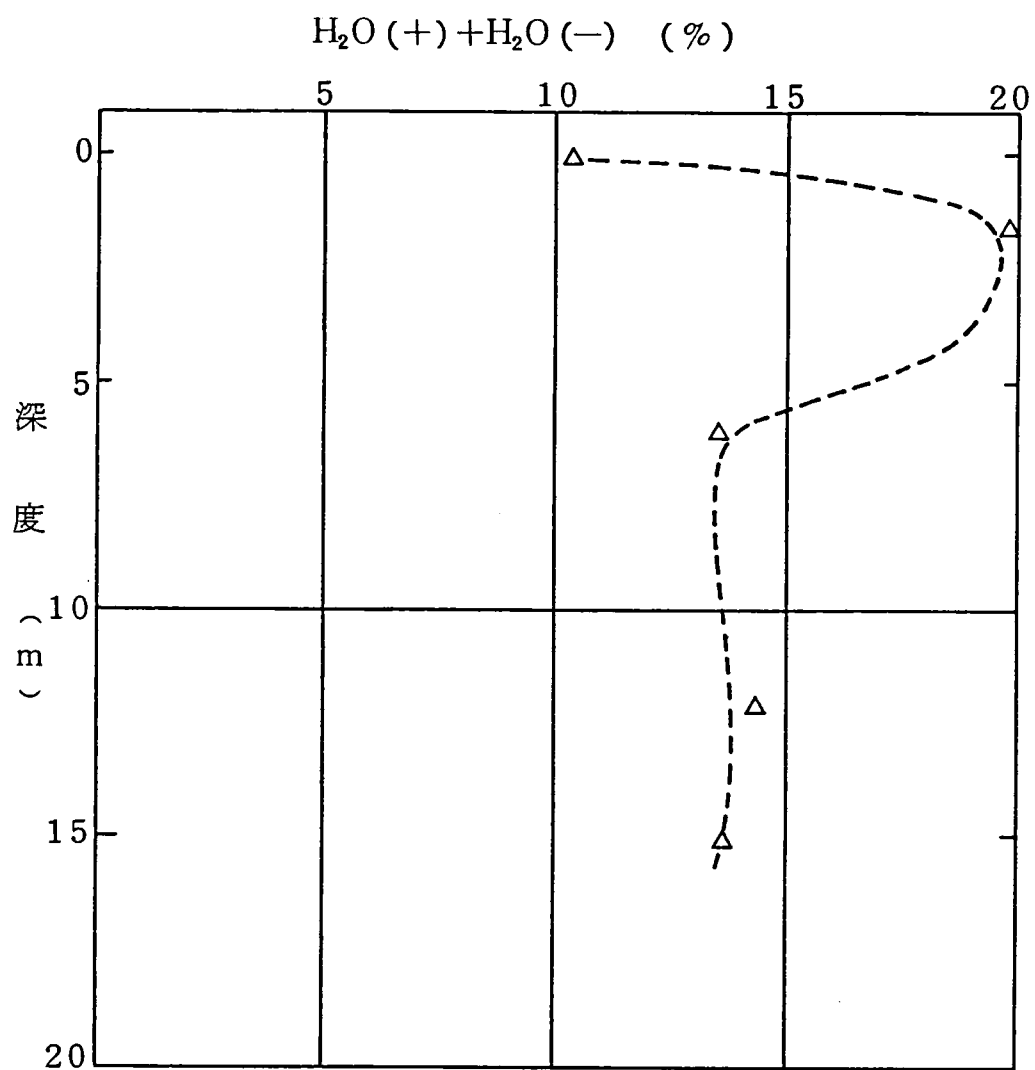


図-4.8 深度と $H_2O (+) + H_2O (-)$ の関係

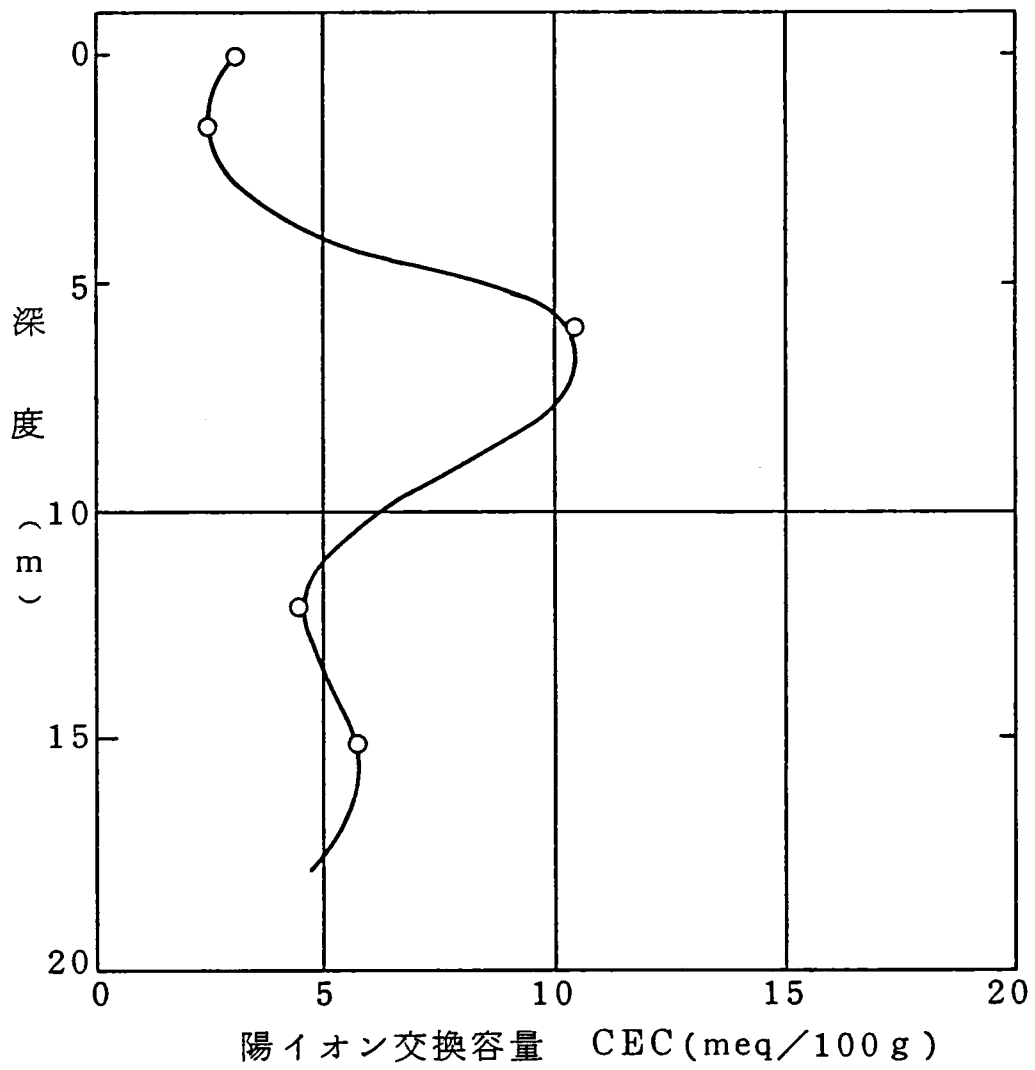


図-4.9 深度とCECの関係

4.3.4 日本・鳥取市の風化残積土

白亜紀花崗岩起源の風化残積土である。図-4.10 (a)・(b) に定方位法および粉末法で得られたX線回折結果を示す。これらの結果から、深度毎の構成鉱物を示すと図-4.11 のようになる。

母岩である白亜紀の花崗岩は、石英、斜長石、黒雲母を含んでいるが、まさ土状態の風化残積土では、石英以外、ほぼ消滅している。主な粘土鉱物は、カオリナイトとメタハロイサイトであるが、その他イライトやモンモリロナイト、ハロイサイトの出現がみられ、オーストラリアやナイジェリアの場合より多種類の粘土鉱物となっている。一方、ヘマタイトやゲーサイトの出現は見られず、鉄およびアルミの化合物は、少ないようである。

この原因としては、熱帯地方では、気温が高く、降雨量も一般的に多いため、図-2.4に示したように、化学的風化作用が温帯地方と比較して激しく、粘土鉱物に含まれている陽イオンが多く溶脱され、カオリナイトのようなより単純な構造の粘土鉱物や、さらに風化が進んで、鉄・アルミの酸化物のみになる一方、温帯地方では、風化がそこまでは進まず、イライトやモンモリロナイト、ハロイサイトのように陽イオンを多く含む比較的複雑な構造の粘土鉱物が形成されるためと考えられる。ただし、モンモリロナイトに関しては、熱水変性起源と考える見方もある。

風化度合を示す指標の1つである強熱減量の値は、深度毎に図-4.12 のように変化している。地表に近づくに従い、単純に強熱減量の値が増加しており、風化が地表に向かって、進行していることを示している。ただし、強熱減量そのものの値は、ナイジェリア・カドナ地方やオーストラリア・ダーリングレンジの値と比較するとかなり小さいものとなっていることがわかる。

一方、陽イオン交換容量（CEC）の値は、深度毎に図-4.13 のように変化しており、強熱減量の値の傾向と同様、地表に近づくに従い、すなわち、風化が進行し、粘土化が進むにしたがい、値が増加している。

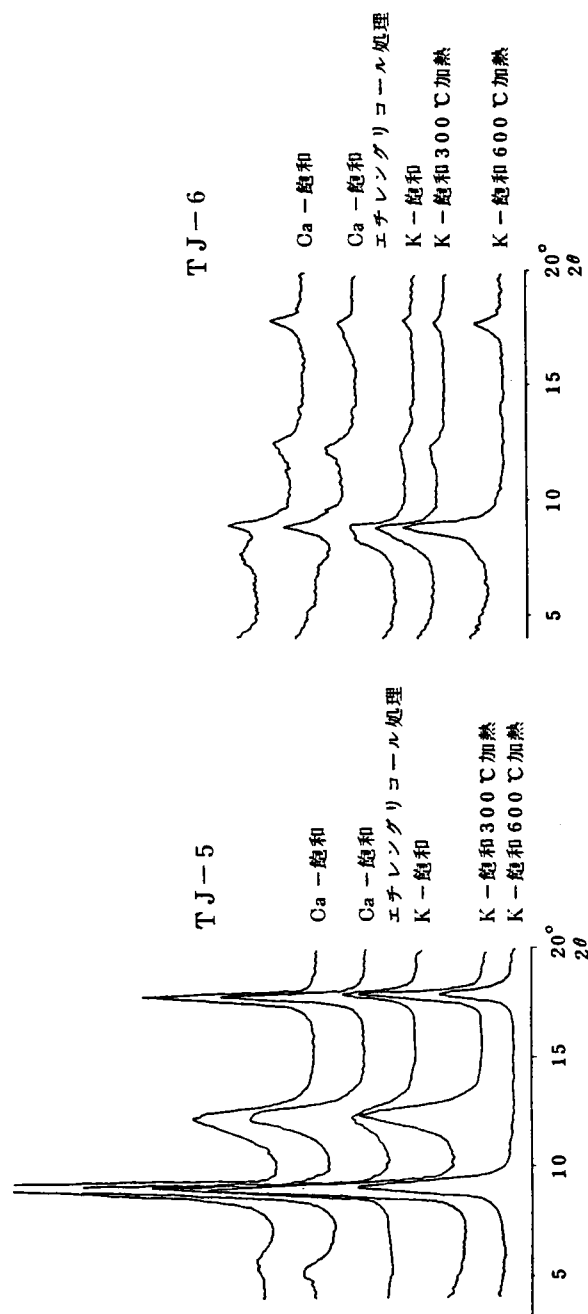
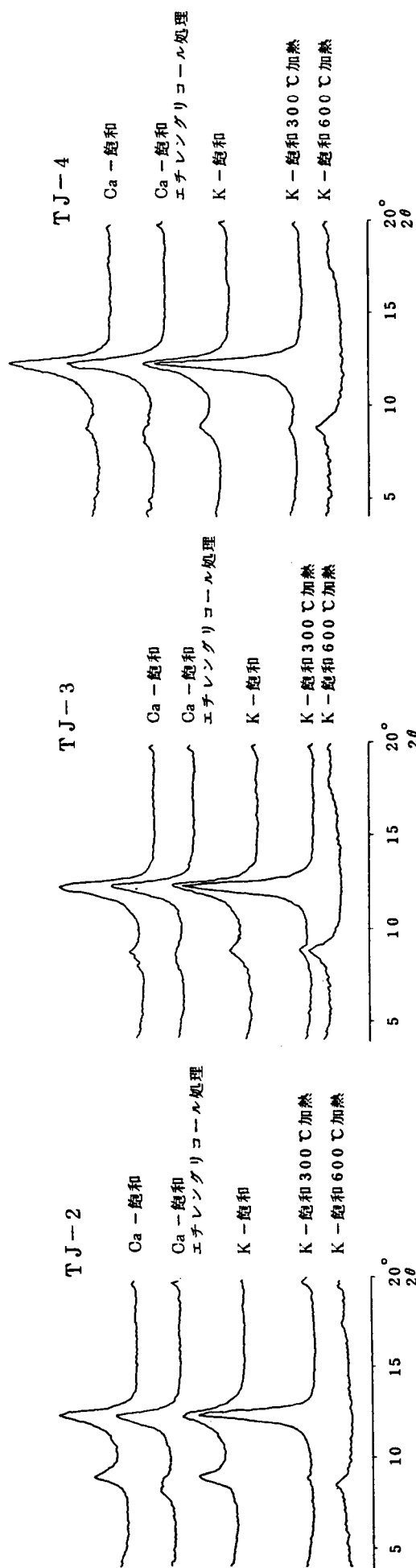


図-4.10 (a) 日本・鳥取市風化残積土のX線回折 (定方位法)

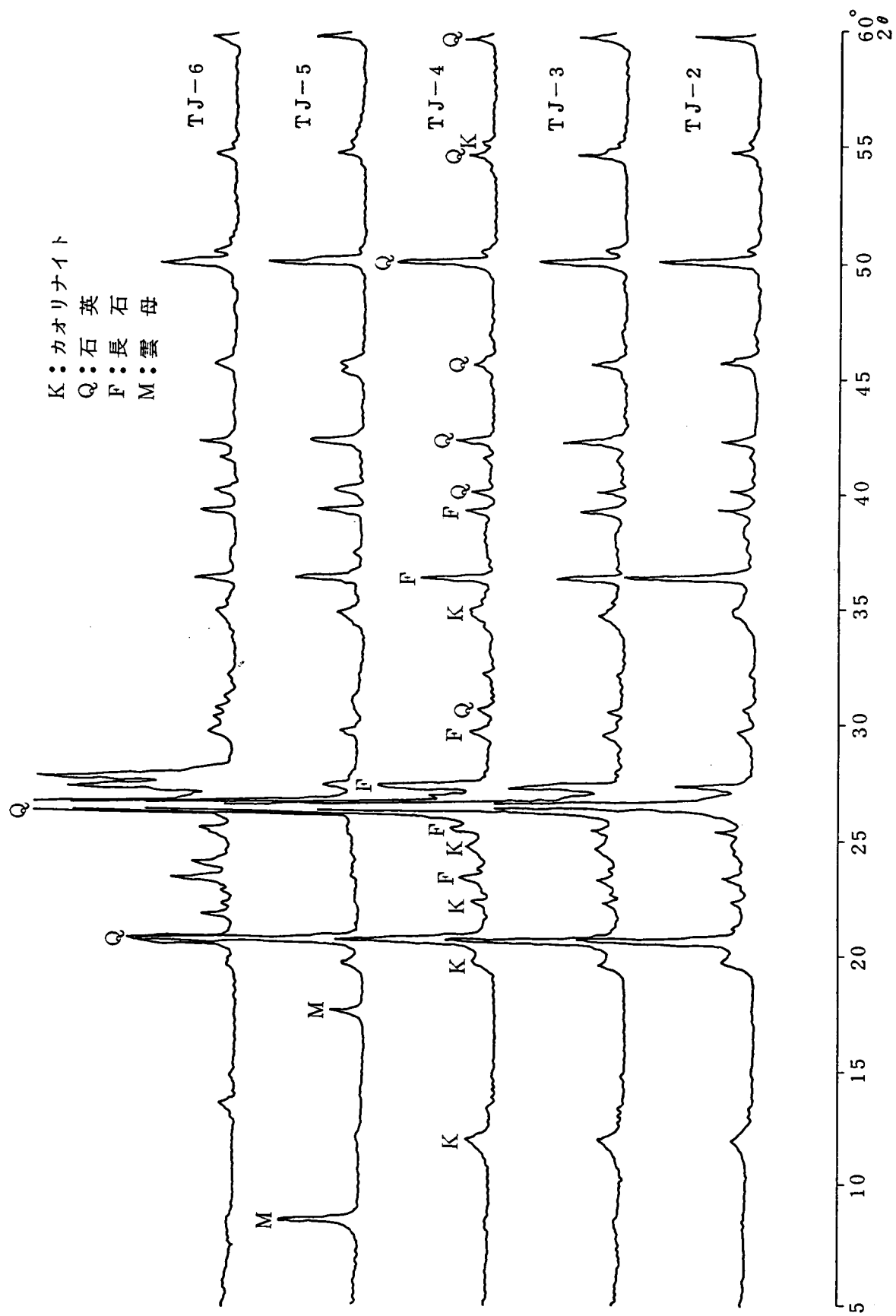


図-4.10 (b) 日本・鳥取市風化残積土のX線回折 (粉末法)

試料	深度 (m)	石 英	斜 長 石	黒 雲 母	カオリ ナイト	イ ラ イ ト	ハ ロ イ サイ ト	メ タ ハ ロ イ サイ ト	モ ン モ リ ロ ナ イ ト
T J - 2	4								
T J - 3	9								
T J - 4	13								
T J - 5	22								
T J - 6	30								

図-4.11 日本・鳥取市の風化残積土の構成鉱物

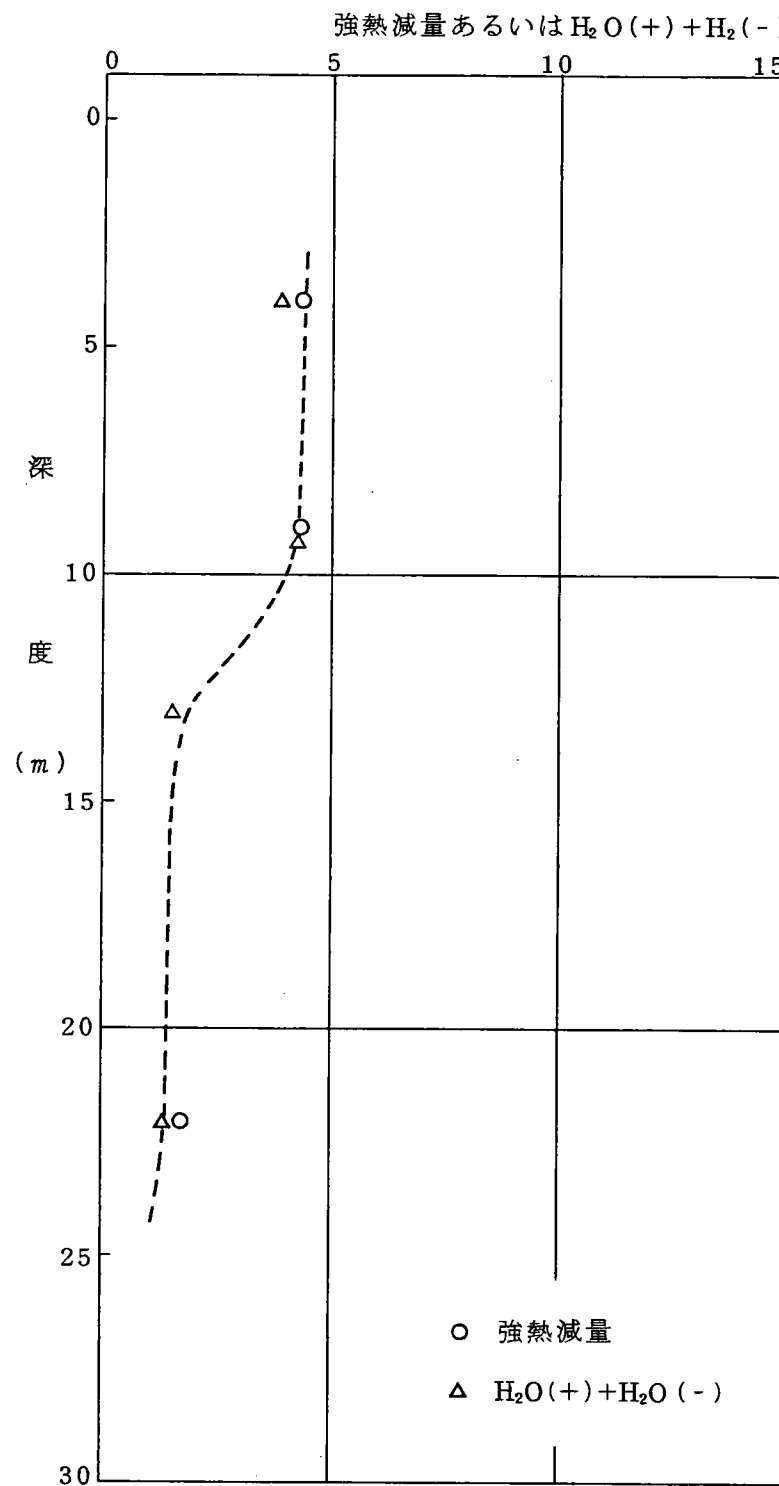


図-4.12 深度と強熱減量等の関係（鳥取市）

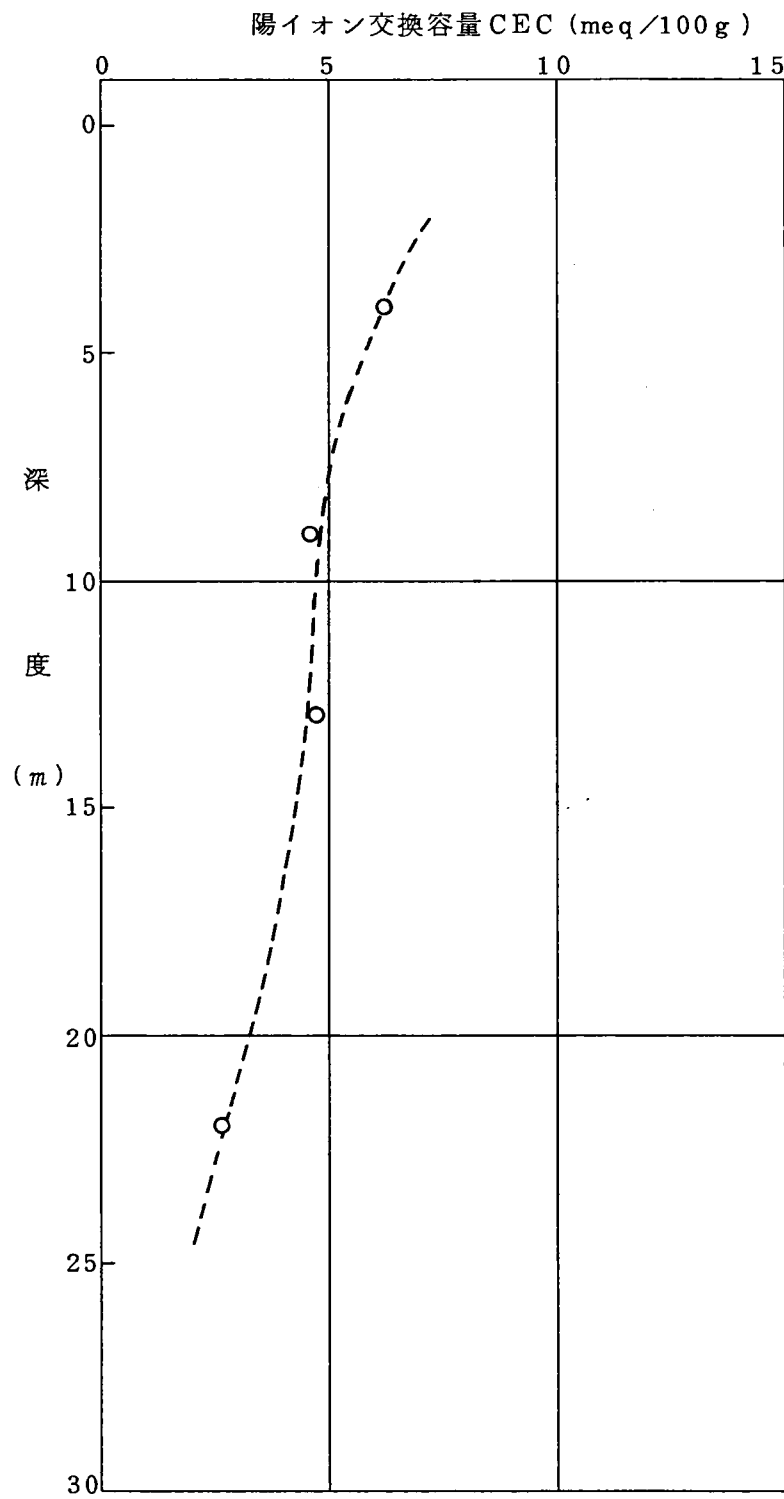


図-4.13 深度と C E C の関係 (鳥取市)

4.3.5 その他の地域の風化残積土

ナイジェリア・カドナ地方，オーストラリア・ダーリングレンジ，日本・鳥取市以外の種々の気候区の風化残積土について、その構成鉱物について調べた結果を表-4.2に示す。ここでは、花崗岩質風化残積土にとどまらず、泥岩質風化残積土のデータを加えている。すなわち、母岩の種類の違いにより、生成される粘土鉱物の種類が異なる可能性があるためである。試験結果から、熱帯地方では、粘土鉱物としてカオリナイトが岩種にかかわらず多いことがわかるが、日本などの温帯地域になると、カオリナイトばかりでなく、イライト，モンモリロナイト，混合層鉱物と多種類の粘土鉱物になっていることがわかる。

強熱減量とほぼ同じ傾向を示す $H_2O(+)+H_2O(-)$ の値は、図-4.14のようになる。ブラジル・ブラジリアのラテライトの値が、オーストラリア・ダーリングレンジのものと同様に高く、一般的に、熱帯地方に近づくに従い、また風化度合が進む程、 $H_2O(+)+H_2O(-)$ の値（この値は、粘土化の度合と考えることもできる）は、大きいようである。

一方、土の化学的吸着性能の指標である陽イオン交換容量（CEC）は図-4.15のようになる。一般的に花崗岩質の風化残積土より、泥岩質の風化残積土の方が高く、また花崗岩質も泥岩質もその風化残積土は熱帯地方に近づくに従い、CECの値は、減少するようである。

表-4.2 世界各地の風化残積土の構成鉱物

試料採取地	母岩の種類	緯度	構成鉱物	種類の
ナイジェリア エヌグ	泥岩	6° N	(主な鉱物) 石英, カオリナイト (従な鉱物) モンモロロナイト (風化泥岩のみ)	
タイ カンパオソク	石灰岩	15° N	(主な鉱物) カオリナイト (従な鉱物) 石英, モンモロロナイト	
フィリピン		9° N	(主な鉱物) ゲーサイト (従な鉱物)	
インドネシア バタム島	花崗岩	2° N	(主な鉱物) 石英, カオリナイト (従な鉱物)	
日本 沖縄	泥岩	27° N	(主な鉱物) 石英, カオリナイト (従な鉱物) モンモロロナイト・イライト混合層鉱物	
日本 小倉	花崗岩	34° N	(主な鉱物) 石英, (従な鉱物) カオリナイト, イライト, バーミキュライト	
日本 島根	泥岩	35.5° N	(主な鉱物) 石英, (従な鉱物) モンモロロナイト, イライト, メタハロイサイト	
日本 生駒山	花崗岩	34.5° N	(主な鉱物) 石英, カオリナイト (従な鉱物) イライト, モンモロロナイト・クロライト混合層鉱物, 長石	
日本・新潟 三国川ダム	花崗岩	37° N	(主な鉱物) 石英 (従な鉱物)	
日本・新潟 五十嵐川ダム	凝灰岩	37° N	(主な鉱物) 石英, モンモロロナイト (従な鉱物) カオリナイト, イライト, モンモロロナイト・クロライト混合層鉱物	

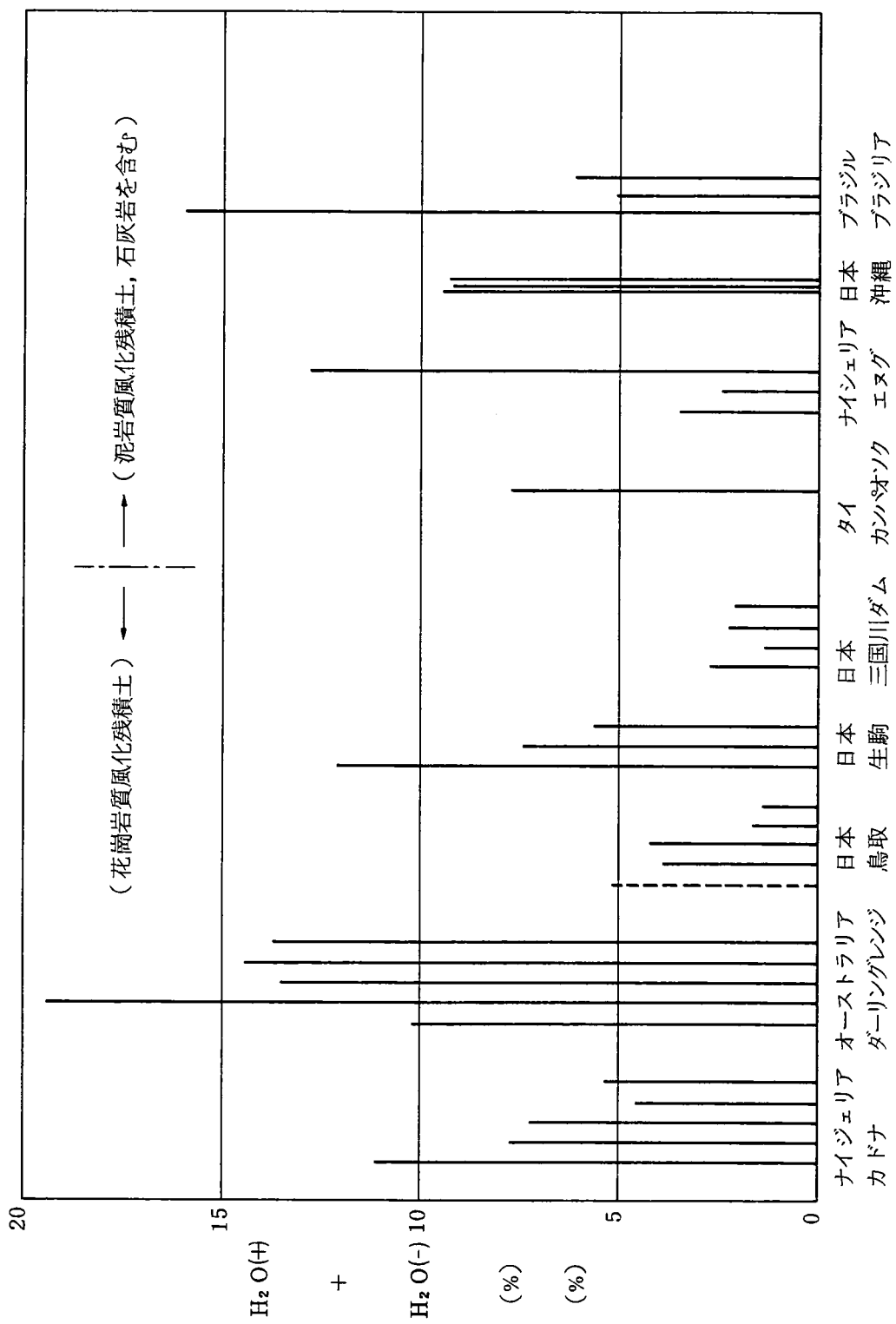
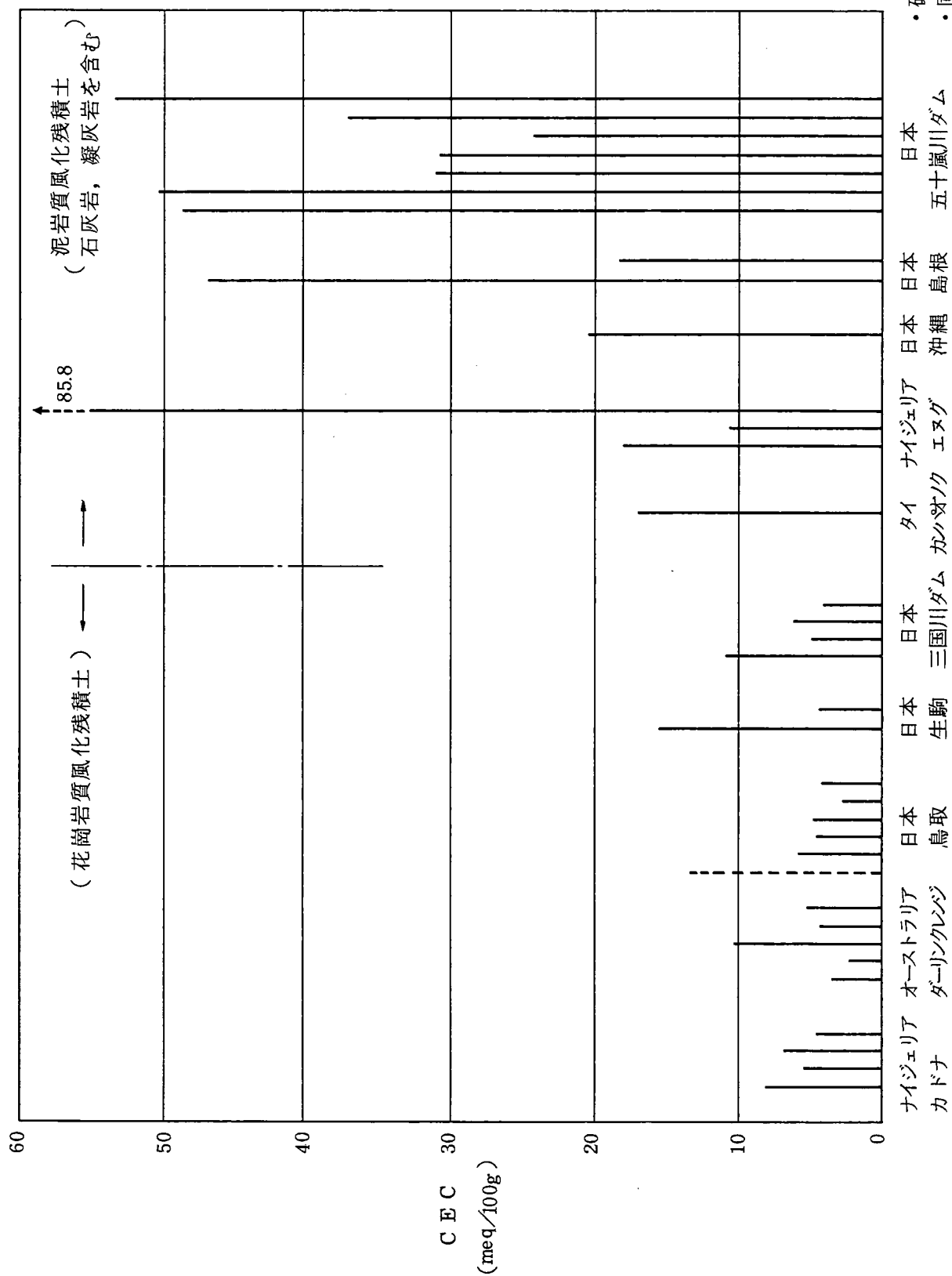


図-4.14 世界各地の風化残積土の $H_2O(+)$ + $H_2O(-)$ 成分 ・同一試料では左側のデータ程地表に近い



- 破線は火山灰質粘土
- 同一試料では左側のデータ程地表に近い

図-4.15 世界各地の風化残積土の陽イオン交換容量 (CEC)

4.3.6 考 察

世界各地の風化残積土について、鉱物化学的見地から、試験を行なってきたが、若干の考察を加える。

(1) 強熱減量と風化度

日本においては、まさ土地盤の風化度合を示す指標の1つに、強熱減量があるが、強熱減量は、実験施設の少ない、熱帯地方でも簡単に行える試験法である。世界各地の花崗岩質風化残積土地盤における強熱減量の値を深度毎に調べた結果は、図-4.4, 図-4.8, 図-4.12 であるが、日本の研究者の既存のデータも、合わせて図示すると、図-4.16 のようになる^{8), 9), 10)}。全てのデータは、花崗岩を起源としており、風化残積土が深くまで十分発達した地点のものであるが、全体の傾向として、地表に近づくに従い、強熱減量の値が、増加していることがわかる。強熱減量の値は、粘土鉱物の生成量と関係あると考えれば、最も風化が進んでいるのは、オーストラリア・ダーリングレンジのものとなり、日本の島根県・江津、木次のように、厚い風化残積土層が保存されているものは、ナイジェリア・カドナ地方のデータと同程度の強熱減量となっていることがわかる。ただし、日本で一般にまさ土と呼ばれている風化残積土は、鳥取市や三河高原のデータのように砂質あるいはシルト質まさ土であることが多く、これらの土質では、強熱減量の値は3～6パーセントであり、その意味でまさ土は、熱帯地方の風化残積土より、風化が進んでいない土質と考えてよさそうである。

日本のまさ土の風化の度合を示す指標の1つに、間げき率があるが、熱帯および温帯地方における花崗岩質風化残積土の間げき率と強熱減量の関係を示すと図-4.17 のようになる¹¹⁾。まさ土の場合、強熱減量の値は、土の間げき率の増加とともに、単調に増加しているが、サバンナ気候であるナイジェリア・カドナ地方の場合、間げき率は、地表下8m付近のC層地盤（紫色・白色斑状粘土層）で最大値を示し、この深度以浅では、間げき率は、減少するが、強熱減量は、増加している。そして、最終的な風化生成物として、強熱減量11～13パーセント、間げき率25～35パーセントの丘陵地帯ラテライト層となるのであろう。すなわち、全ての花崗岩質風化残積土に対し、間げき率のみから、風化度を判定することは、特に、熱帯サバンナ気候の風化残積土に対し、無理があることがわかる。この理由は、ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土の場合、地表下0～8m付近の地盤において、風化が

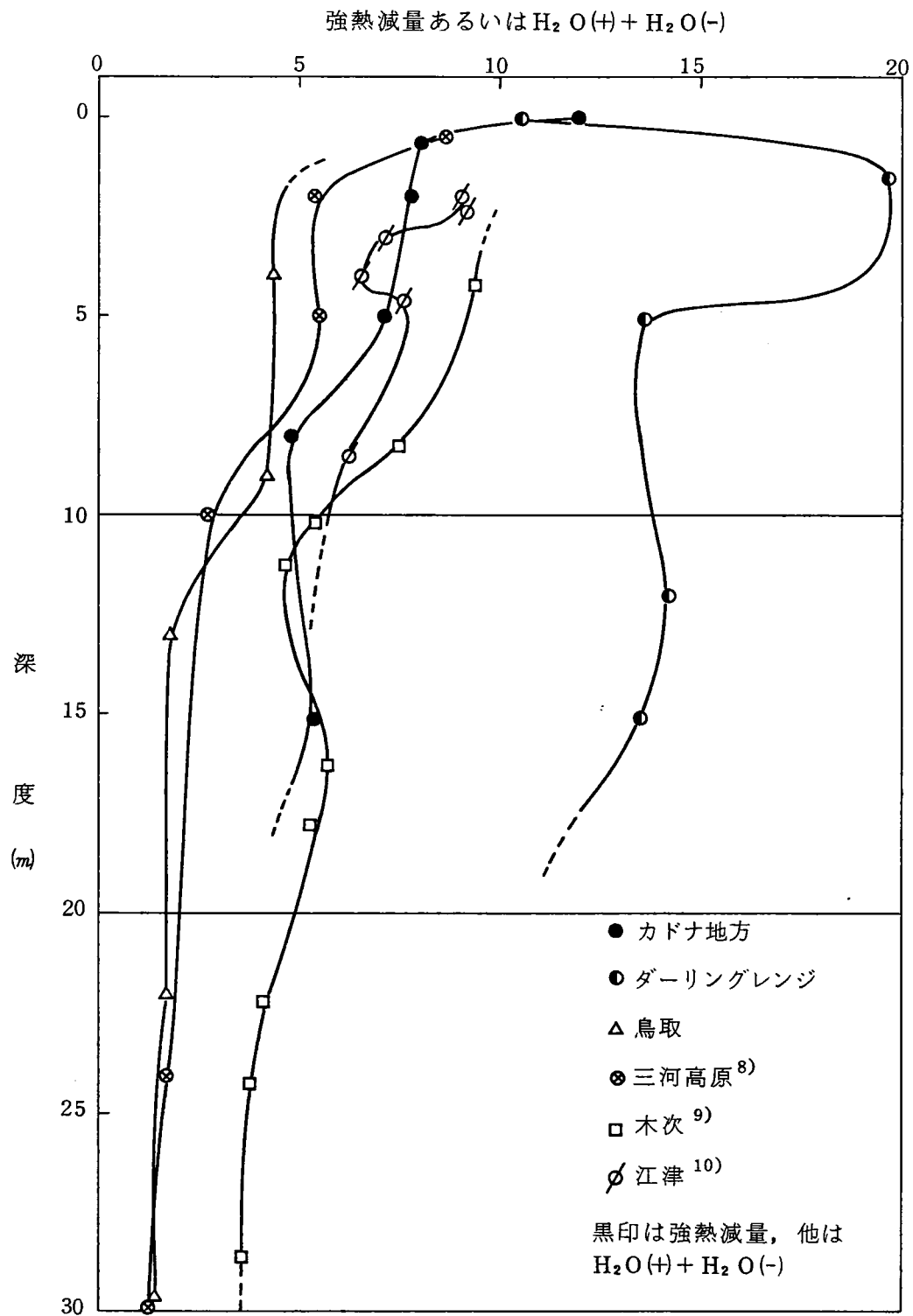


図-4.16 強熱減量と深度の関係

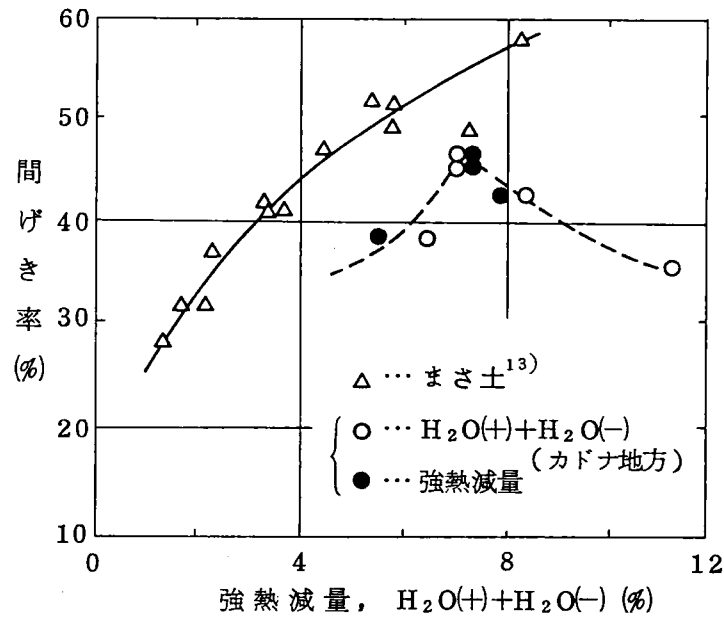


図-4.17 土の間げき率と強熱減量等の関係

進み、強熱減量は増加するが、三二酸化物の相対的集積に加え、乾期、雨期の繰り返しにより、地盤が収縮、再固結化し、間げき率のみ減少しているためと考えられる。

(2) 陽イオン交換容量 (CEC) と風化度

世界各地の花崗岩質風化残積土のCECを深度別に表示してみると図-4.18 のようになる。オーストラリア・ダーリングレンジの試料中ラテライトとなっている上層地盤試料は、CECの値が小さいが、他の試料では、ほぼ $5 \sim 10 \text{ meq}/100 \text{ g}$ の値となっている。全体的な傾向としては、深度が深くなるに従いCECの値は、減少してくるが、粒度分布の関係を調べてみると図-4.19 のようになる。日本の花崗岩質風化残積土であるまさ土の場合が、他と比較して、細粒分含有率が小さい割には、CECの値が大きいことがわかる。この原因は、まさ土の場合、図-4.3, 図-4.7, 図-4.11 からわかるように、鉄、アルミの鉱物を除いた粘土鉱物の種類が、ナイジェリア・カドナ地方や、オーストラリア・ダーリングレンジのものに比べて、多種類にわたっていること、また、 $5 \mu\text{m}$ 以上の粗粒部分でも、粒子内部が風化によって、微視的内部構造が変化しているためと考えられる。

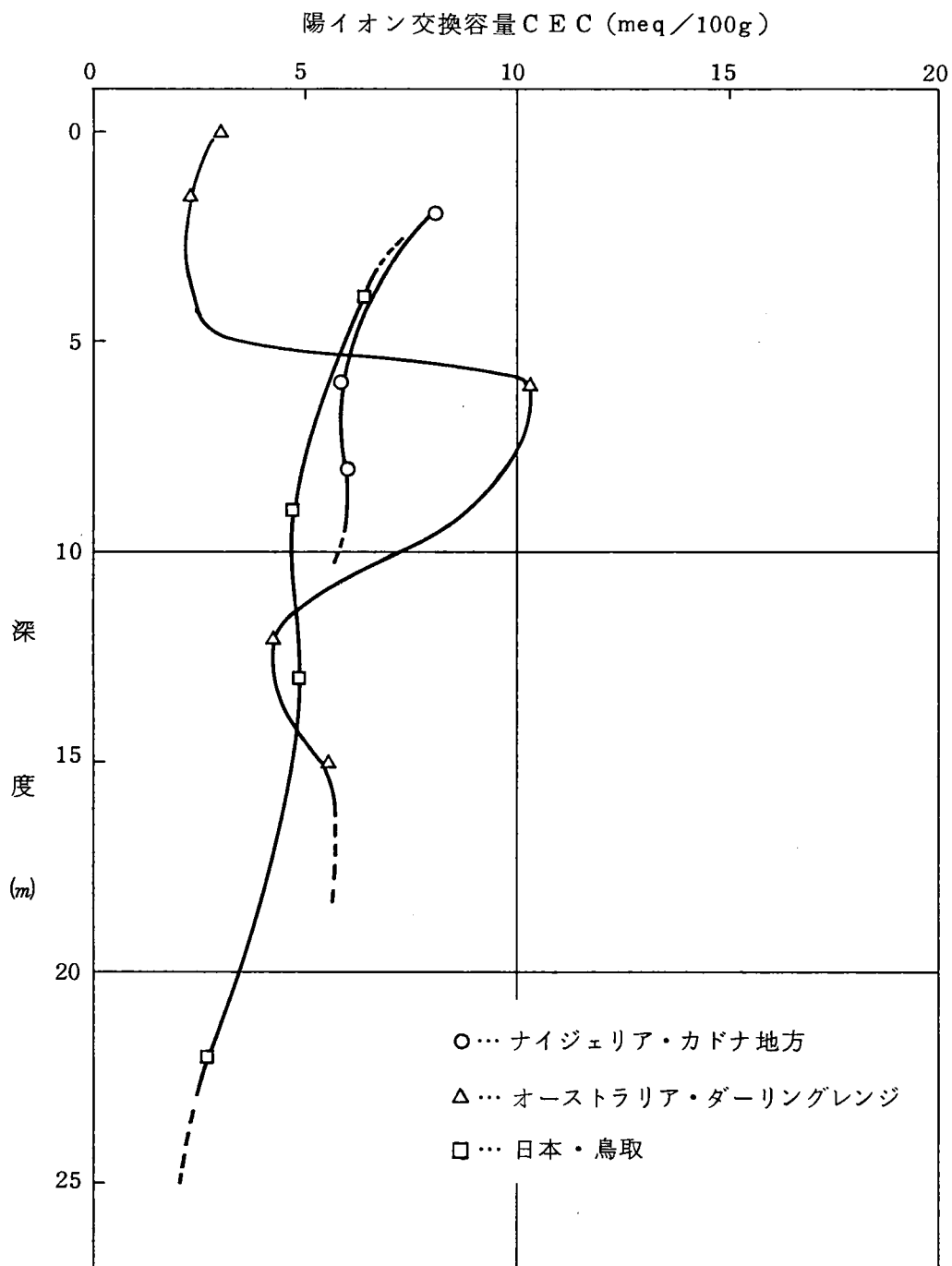


図-4.18 陽イオン交換容量 C E C の深度別変化

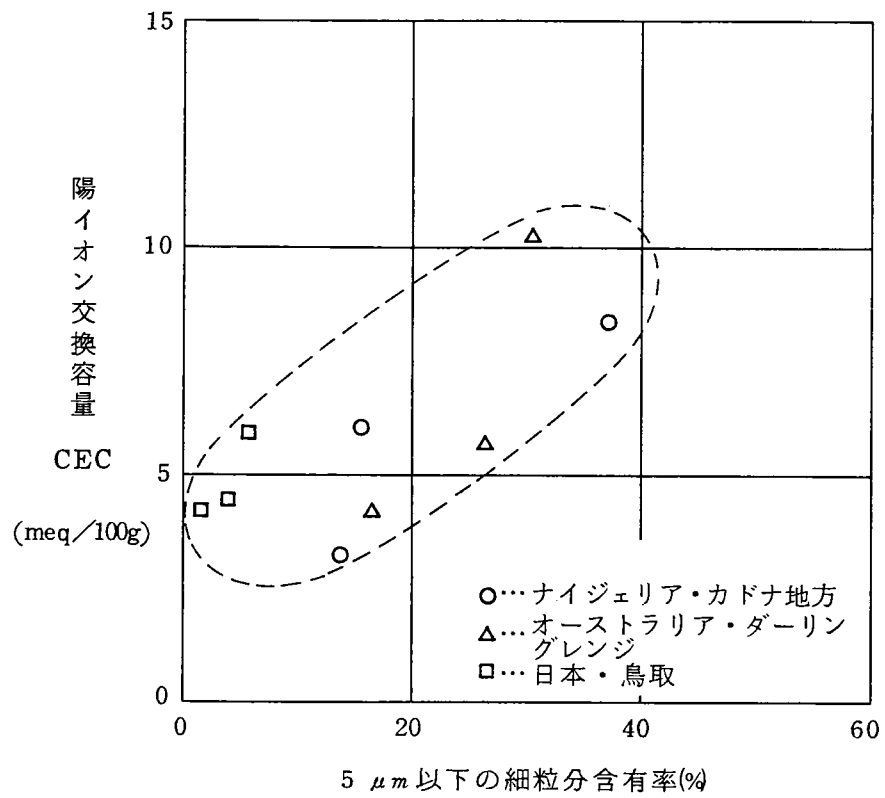


図-4.19 細粒分含有率と陽イオン交換容量 (CEC) の関係

4.3.7 まとめ

世界各地の風化残積土に対し、種々の鉱物化学的試験を行なったが、得られた結果をまとめるとつぎのとうりである。

- (1) ナイジェリア・カドナ地方の花崗岩質風化残積土の粘土鉱物は、カオリナイトを主体とし、表層付近の赤黄色粘土ではヘマタイトやギブサイトが存在し、深度15m付近になると、イライトが存在している。強熱減量は、地表付近に近づくに従い増加するが、C E Cの値は、赤黄色のラテライト性土で最大値となっている。
- (2) オーストラリア・ダーリングレンジ付近の花崗岩質風化残積土の粘土鉱物は、カドナ地方の場合とほぼ等しく、カオリナイトを主体とし、ヘマタイト、ゲーサイト、ギブサイトの鉄・アルミの三二酸化物と深度10~20mにイライトとハロサイトが存在する。強熱減量は、地表付近のボーキサイト層で大きな値となっており、C E Cの値は、カオリナイトの多い赤黄色粘土層で最大で、固結したラテライト層では、図-4.9に示すようにむしろ減少している。
- (3) 日本・鳥取市の花崗岩質風化残積土（まさ土）の粘土鉱物は、カオリナイト、メタハロイサイト、イライト、モンモリロナイト、ハロイサイトと多種類の粘土鉱物が存在している。この点、ダーリングレンジやカドナ地方の粘土鉱物がカオリナイトを中心とした単純なものであることと異なっている。この原因は、カドナ地方やオーストラリア・ダーリングレンジ地方の場合、気温や降雨量も含めてより風化作用の激しい地域であり、長期の風化作用により、陽イオンやシリカが溶脱され、より単純な構造の粘土鉱物であるカオリナイトや、鉄・アルミの酸化物であるヘマタイト、ゲーサイト、ギブサイトが形成される一方、鳥取市付近のまさ土では化学的風化が、そこまでは進まず、陽イオンを多く含む多種類の粘土鉱物が形成されているためと考えられる。強熱減量やC E Cの値は、地表に近づく程、大きな値となっているが、強熱減量の値そのものは、化学的風化程度が少ないためか、他の2地点と比較して小さいものとなっている。
- (4) 風化度を示す1つの指標に、強熱減量の値があるが、世界各地の花崗岩質風化残積土の強熱減量の値を調べてみると、深度方向に図-4.16に示すような変化をしている。日本のまさ土と呼ばれる土質では、一般的に、ナイジェリアやオーストラリアの風化残積土と比べると強熱減量の値は少ないが、風化土層が良く保存されてい

るところでは、ナイジェリアの風化土層と同程度の強熱減量を示す箇所もある。

(5) 強熱減量と土の間げき率の関係は、日本のまき土においては、図-4.17 に示すような関係が見られるが、ナイジェリアやオーストラリアの場合、鉄やアルミ分の多い赤黄色土層で、風化が進み、強熱減量が多いが、間げき率は、それ以深の土層と比べて、むしろ減少している。したがって、全ての花崗岩質風化残積土に対し、間げき率のみで風化度を判定することには無理がある。

(6) 世界各地の花崗岩質風化残積土の陽イオン交換容量 (CEC) は図-4.18 のように、 $5\sim 10\text{meq}/100\text{ g}$ のものが多い。そして、 $5\mu\text{m}$ 以下の細粒分含有率と陽イオン交換容量 (CEC) の関係を示すと、図-4.19 に示すように、日本のまき土は細粒分含有率が少ない割には、CECの値は、大きい。この原因は、他の地域と異なり粘土鉱物の種類が多いこと、粒子内部も若干の風化を受けているためと考えられる。

4. 4 脱鉄処理による風化残積土の特性変化

4.4.1 脱鉄処理の方法と意義

熱帯、亜熱帯地方の風化残積土で最も特徴的なことは、酸化第二鉄 (Fe_2O_3) 成分や、酸化アルミニウム (Al_2O_3) 成分が多く、その表層地盤が赤色あるいは、赤黄色を呈していることであろう。

土は、酸化第二鉄成分や酸化アルミニウム成分の増加に伴い、その物理的、化学的性質が変化するが、本節では、これらの化学成分の中で、特に酸化第二鉄 (Fe_2O_3) 成分が、風化残積土の工学的特性に与える影響を調べるため、表-4.3 に示すように、アフリカのラテライト性土、沖縄の亜熱帯土壌、日本の古赤色土やまさ土、熱水変性起源の粘土試料について、土壌学で用いられている Mehra-Jackson 法に基づいて、脱鉄処理を行ない、処理前後の粒度分布、液性、塑性限界、化学成分、粘土鉱物等の物理・化学的性質について調べた。

脱鉄処理は以下の手順で行なった。

- ① 風乾した試料を遠沈管に採る。
- ② 4ml の 0.3M $\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$ (クエン酸ナトリウム) および 0.5ml の 1M NaHCO_3 (炭酸水素ナトリウム) を加える。
- ③ 遠沈管を水に入れた 200ml ビーカー中に置き、80℃まで加熱する。
- ④ 約 0.1g の $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ (ハイドロサルファイトナトリウム) を加え、遠沈管を振って、内容物を時々攪拌し、80℃で15分間放置する。
- ⑤ 1ml の飽和 NaCl 溶液、および 1ml のアセトンを加え、試料を凝集させ、遠沈洗浄する。
- ⑥ ②～⑤の操作をもう一度繰り返す。
- ⑦ 4ml の 0.3M $\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$ と 1ml のアセトンとを加え、遠沈洗浄する。

表-4.4, 写真-4.22, 写真-4.23 に脱鉄処理前後の化学成分の変化、土色の変化を示す。化学成分や土色の変化から明らかに、酸化第二鉄 (Fe_2O_3) 成分が減少し、脱鉄処理がなされたことを示している。なお、脱鉄処理後の試料の交換性陽イオンは処理の影響で Na - イオンで占められている。

表-4.3 脱鉄処理を行なった試料

番号	記号	試料採取場所	緯度 (°)	地表面下 (m)	母岩の種類	備考 (呼称等)
①	○	ナイジェリア・カドナ	10° N	2.0	花崗岩	ラテライト性土
②	☒	ナイジェリア・エヌグ	6° N	1.0	泥 岩	ラテライト性土
③	△	タイ・カオバンソク	15° N	4.0	石灰岩	ラテライト性土
④	□	沖縄・北部	27° N	1.0	泥 岩	国頭まあじ
⑤	●	福岡・小倉	34° N	2.0	花崗岩	古赤色土
⑥	φ	島根・島根半島	35.5° N	2.0	頁 岩	古赤色土
⑦	▽	大阪・生駒山	34.5° N	0.5	花崗岩	粘土質まさ土
⑧	◇	新潟・三国川ダム	37° N	1.0	花崗岩	まさ土
⑨	①	新潟・五十嵐川ダム	37° N	5.0	緑色凝灰岩	熱水変性の粘土
⑩	⊗	北海道・士別	44.5° N	5.0	泥 岩	熱水変性の粘土

表-4.4 脱鉄処理前後の試料の化学成分の変化

試料	処 理	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	全体	母岩の種類
ナイジェリア・カドナ	脱鉄前	57.5	20.5	8.97	0.41	0.98	1.44	0.11	0.01	0.09	9.34	0.93		花崗岩
	脱鉄後	55.1	18.4	1.37	2.46	1.11	1.68	0.08	0.003	0.01	6.59	3.57		
ナイジェリア・エヌグ ENO-1	脱鉄前	80.2	9.55	5.93	0.41	0.07	0.08	0.06	0.04	0.006	0.28	3.00		泥 岩
	脱鉄後	84.7	8.30	0.54	0.60	0.33	0.06	0.06	0.02	0.003	2.64	1.50		
ナイジェリア・エヌグ ENO-2	脱鉄前	90.5	4.81	1.03	0.37	0.05	0.04	0.03	0.03	0.003	1.75	0.77		泥 岩
	脱鉄後	94.1	3.54	0.05	0.47	0.10	0.04	0.02	0.03	0.002	1.24	0.08		
日本・島根	脱鉄前	50.0	28.4	5.52	0.18	0.65	1.54	0.96	0.13	0.009	10.1	1.38		泥 岩
	脱鉄後	53.4	28.1	0.96	0.54	1.09	1.35	0.88	0.03	0.03	9.92	1.98		
日本・生駒山	脱鉄前	69.0	15.3	2.14	0.36	0.66	5.66	0.28	0.10	0.02	4.09	1.65		花崗岩
	脱鉄後	67.4	18.7	0.64	0.43	0.89	4.16	0.32	0.09	0.01	4.94	0.78		
ナイジェリア・カドナ 斑状粘土	赤色部	56.6	21.9	9.83	0.25	1.04	0.36	0.031	0.02	0.005	6.11	0.47		花崗岩
	白色部	66.1	23.5	0.74	0.14	0.79	0.33	0.019	0.008	0.008	6.04	2.07		

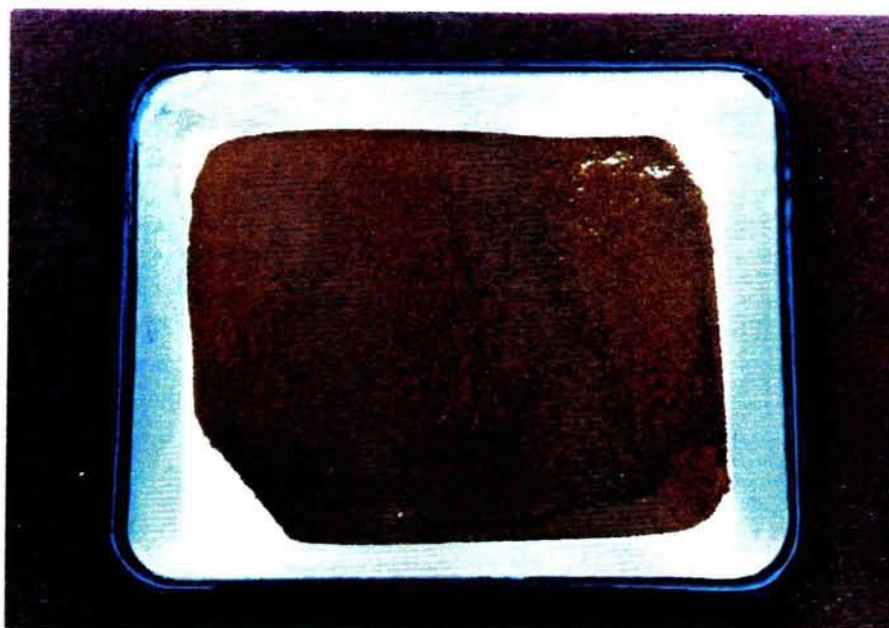


写真-4.22 脱鉄処理前の試料 ($< 420 \mu\text{m}$)



写真-4.23 脱鉄処理後の試料

4.4.2 粒度分布の変化

花崗岩を母岩としたナイジェリアや日本の小倉の風化残積土や、泥岩を母岩とした島根における風化残積土の脱鉄処理や高温乾燥による粒度分布の変化を調べてみると図-4.20 (a) (b) (C) のようになる。両種類の試料とも脱鉄処理後の試料は、処理前の試料と比較して、明らかに粒度分布が細粒化しており、また、110℃乾燥によって見かけの粒度分布は粗くなっていることがわかる。嘉門はヘドロ等の軟弱地盤を鉄イオンを使って安定処理し、粒度分布、圧密特性、強度特性を改良できることを提案しており^{12),13)}、方向は逆であるが、今回の脱鉄処理により粒度分布が細くなることと対応している。すなわち、ナイジェリア・カドナ地方の酸化第二鉄 (Fe_2O_3) 成分に代表される鉄成分の多い風化残積土においては、鉄成分が粒度分布を見かけ上、粗いものとしており、土粒子を団粒化させる作用があり、さらに高温乾燥により、この傾向は強まることがわかる。そしてこの性質は、花崗岩質および泥岩質の風化残積土共通のものとなっている。

一方、表-4.5の化学分析結果によれば、カドナ地方のB層 (GL-0.3~ 5m) 試料の酸化第二鉄成分は、 $420\mu\text{m}$ 以上の粗粒部分に、より多く含まれている。また $\text{H}_2\text{O}(+) + \text{H}_2\text{O}(-)$ の値 (この値は、ほぼ強熱減量の値と同等であり、 $\text{H}_2\text{O}(+)$ は、粘土鉱物の層間水、 $\text{H}_2\text{O}(-)$ は粘土鉱物の結晶水に相当すると考えられる) が9パーセント前後存在することから、B層試料の $420\mu\text{m}$ 以上の粗粒部分には、酸化第二鉄 Fe_2O_3 成分の多い粘土が再固結してできた粗い粒子がかなり含まれていることを裏付けており、110℃乾燥で鉄分の多い風化残積土の粒度分布が見かけ上、粗くなることと対応している。

ところで、カドナ地方の風化残積土において、C層 (GL-5~12m) 地盤は、紫色・白色斑状粘土である場合が多いことは、表 3.2で述べたとうりであるが、この斑状粘土の白色部分と、紫色部分とを比較すると粒度分布は図-4.21，化学成分等は表-4.5のとうりとなる。化学成分や比重の違いから、C層の紫色部、白色部の違いは、酸化第二鉄 Fe_2O_3 成分の有無が原因であることがわかる。粒度分布は、図-4.21 より、 $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分側で、白色部試料が紫色部試料より、細粒分が卓越していることがわかる。すなわち、C層斑状粘土において、酸化第二鉄 Fe_2O_3 成分の有無によ

る粒度分布の差異の傾向は、脱鉄処理によるB層試料の粒度分布の差異の傾向と同じであり、カドナ地方のC層地盤では、地盤内において脱鉄処理と同様な作用を受けていると推測される¹¹⁾。

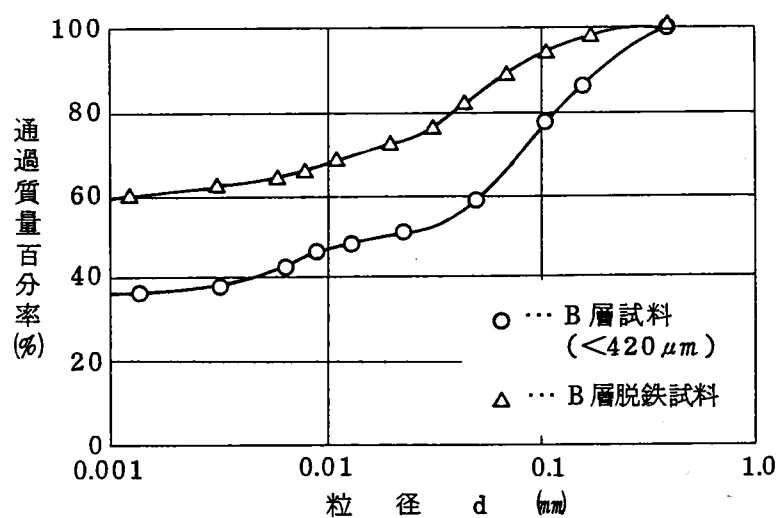


図-4.20 (a) 脱鉄処理による粒度変化 (カドナ試料)

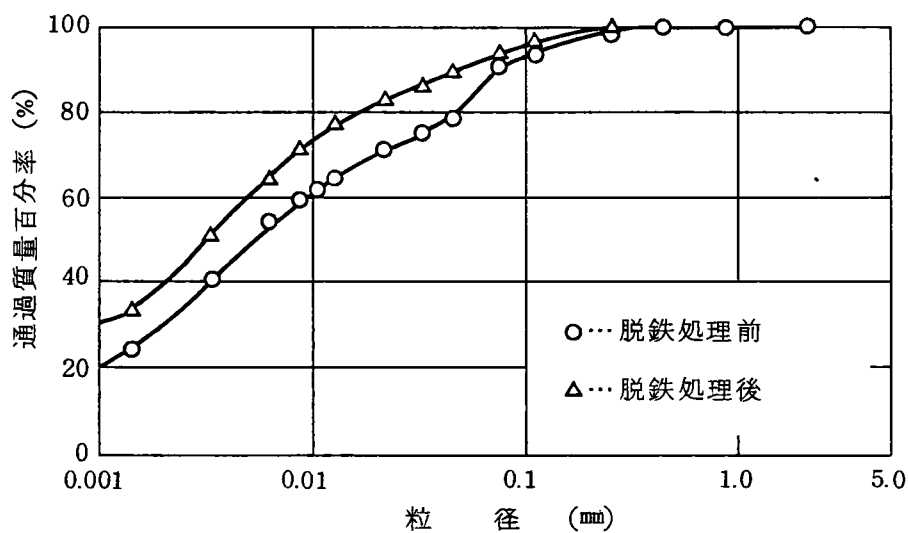


図-4.20 (b) 脱鉄処理前後の粒度分布の変化 (小倉試料)

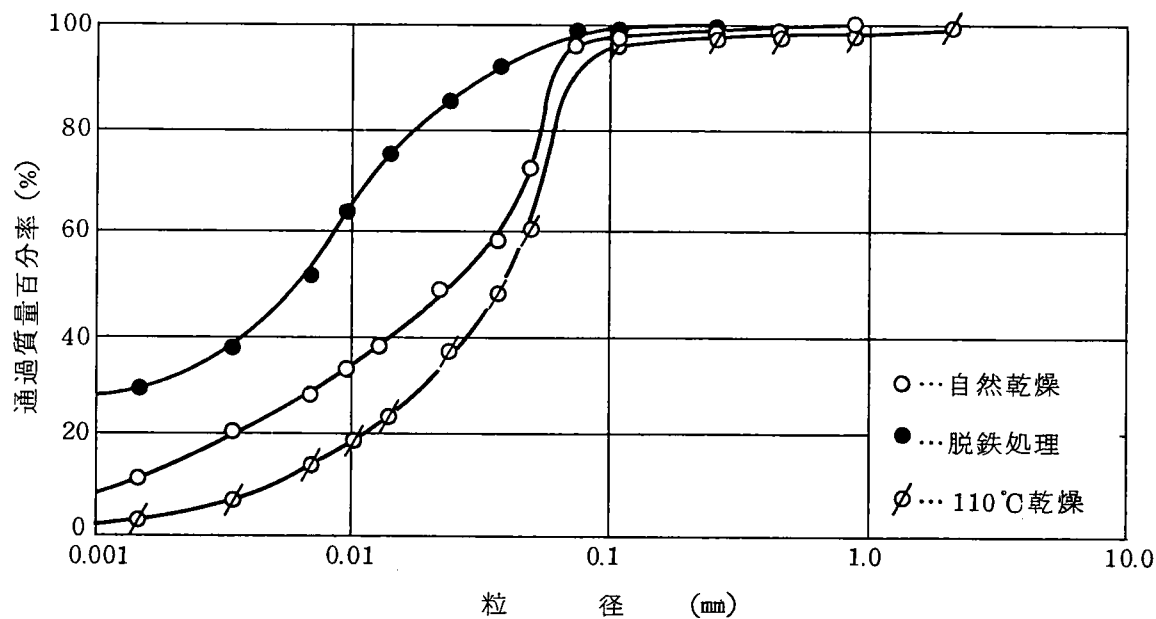


図-4.20 (c) 脱鉄処理，高温乾燥による粒度分布の変化（島根）

表-4.5 B層およびC層試料の物性や化学組成等

(単位：%)

試料	G_s	LL(%)	PL(%)	PI	CEC meq/100g	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)
B-L(>420 μ m)	—	—	—	—	—	55.7	20.8	10.1	0.38	0.99	1.60	0.08	0.004	0.13	7.45	1.48
B-S(<420 μ m)	2.798	48.2	20.7	27.5	14.2	57.5	20.2	8.97	0.41	0.98	1.44	0.11	0.01	0.09	9.34	0.93
B-SD(脱鉄)	2.697	37.9	12.1	25.8	10.2	55.1	18.4	1.37	2.46	1.11	1.68	0.08	0.003	0.01	6.59	3.57
C層(紫色部)	2.736	N.P	N.P	N.P	7.06	56.6	21.9	9.84	0.25	1.04	0.36	0.031	0.02	0.005	6.11	0.47
C層(白色部)	2.632	53.6	34.5	19.1	4.67	66.1	23.5	0.74	0.14	0.79	0.33	0.019	0.008	0.008	6.04	2.70

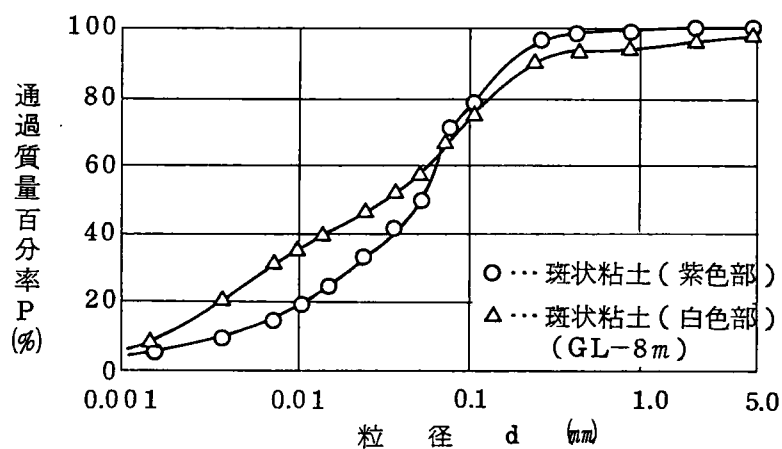


図-4.21 C層斑状粘土の粒度分布の違い

4.4.3 液性・塑性限界の変化

脱鉄処理によって、液性・塑性限界は、図-4.22 のように変化する。粒度分布は、脱鉄処理により、処理前と比較して全て細かい粒度分布となっていたが、表-4.3に示す①④⑤⑥⑦の試料の場合は、脱鉄処理後、液性限界，塑性限界は減少しているが、⑨⑩の試料の場合は、脱鉄処理後、液性限界，塑性限界とも増加していることがわかる。すなわち、酸化第二鉄（ Fe_2O_3 ）成分に代表される風化残積土中の鉄成分は、①④⑤⑥⑦の試料に対しては、液性限界，塑性限界を増加させる作用をしているが、⑨⑩の試料の場合は、逆に液性限界，塑性限界を減少させる作用をしていることがわかる。①④⑤⑥⑦の主要な粘土鉱物としては、4. 3の研究により、カオリナイトであることがわかっているが、⑨⑩の試料の主な粘土鉱物はモンモリロナイトであり、粘土鉱物の種類の違いが、鉄成分の作用の違いの原因と考えられる。すなわち、風化残積土の主要粘土鉱物が、カオリナイトである場合、脱鉄処理によって、Na-飽和試料となっており、粒度分布は細粒化するが、液性限界，塑性限界は減少し、主要粘土鉱物がモンモリロナイトの場合、粒度分布も細粒化し、液性限界，塑性限界も増加している。実際、Lambe らは、粘土鉱物の種類と吸着陽イオンの種類によって、粘土の液性，塑性限界が変化することを示しており¹¹⁾、脱鉄処理後の液性限界，塑性限界の粘土鉱物の種類による変化は、Lambe らの指摘と符合している¹⁴⁾。

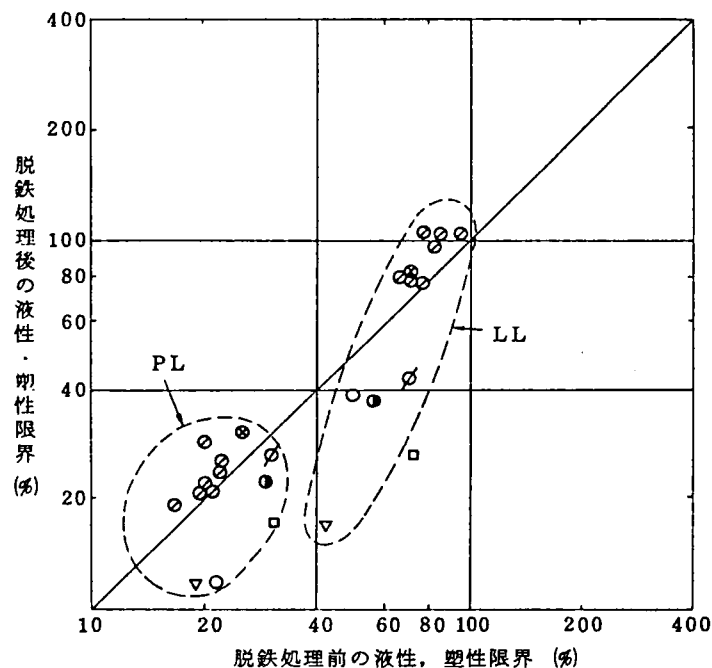


図-4.22 脱鉄処理前後の液性，塑性限界の変化

4.4.4 塩基交換容量（CEC）の変化

脱鉄処理による陽イオン交換容量（CEC）の変化を調べてみると、図-4.23 のようになる。①⑤⑦の花崗岩起源の風化残積土の場合、脱鉄処理によって、粒度分布が見かけ上、細くなり、液性限界、塑性限界も減少しているにもかかわらず、処理後のCECは減少している。一方、②③④⑥⑨の泥岩、凝灰岩、石灰岩起源の風化残積土の場合、脱鉄処理によって、粒度分布も細くなり、液性限界、塑性限界が増加し、しかも処理後、CECは増加している。すなわち、風化残積土の起源が、花崗岩系の場合、脱鉄処理によって、陽イオン交換容量は減少し、逆に埋積岩系の場合、増加している結果となっている。この原因は、花崗岩系起源の風化残積土の場合、酸化第二鉄（ Fe_2O_3 ）に代表される鉄化合物がCECを増加させる役割を果たしているのに対し、もともとCECの高い埋積岩系の風化残積土の場合、鉄化合物はCECを減少させ、陽イオンの吸着能力をさまたげていることが推測される。

ところで、カドナ地方における斑状粘土層（写真 3.3）の紫色部と白色部のCECの違いは、図-4.23 のようになる。紫色部のCECの値が白色部のそれより大きく、脱鉄処理前後のCECの値と対応している。すなわち、カドナ地方の斑状粘土の場合、地盤内で、局所的に、脱鉄処理効果と同様の効果が働いており、その結果白色粘土部が形成されたと考えられる。

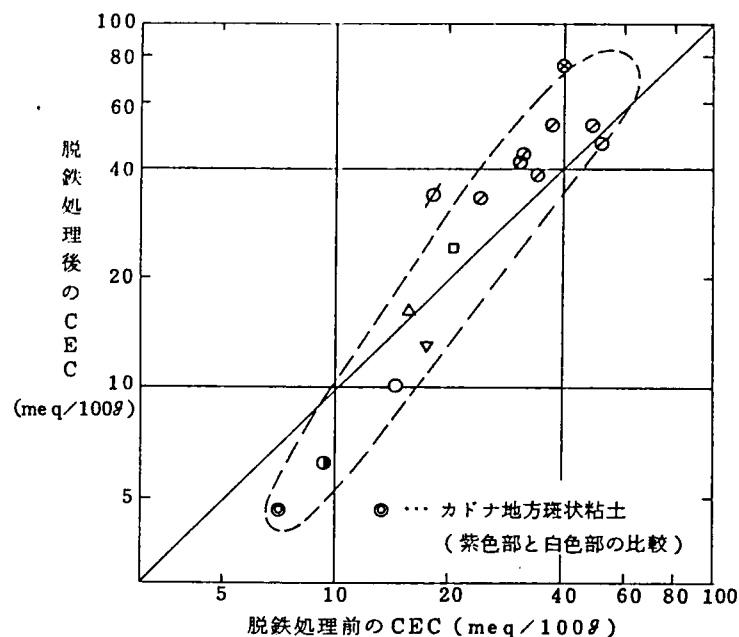


図-4.23 脱鉄処理前後のCECの変化

4.4.5 X線回折結果の変化

ナイジェリア，タイ，沖縄，小倉の試料について、脱鉄処理前後のX線回折結果（粉末法，定方位法）の変化を図-4.24（a）～（d）に示す。脱鉄処理によって、粘土鉱物の回折ピークはよりシャープになり、また定方位法では脱鉄処理前に表われていない粘土鉱物が表われてくる。例えば、カドナ地方の試料の場合、カオリナイトの他にイライトが、タイのカンパンソク試料の場合、カオリナイトの他にモンモリロナイトが出現している。沖縄や小倉試料の場合、イライト，カオリナイト，バーミュキュライト等の粘土鉱物のピークがより鮮明になる。これらの事象からも、粘土中の鉄分は粘土鉱物表面をおおっており、粘土鉱物の回折ピークがシャープに出現するのをさまたげていることが予想される。

4.4.6 微視的構造のモデル化

カドナ地方の試料の脱鉄処理前後の試料の電子顕微鏡写真を写真-4.25，写真-4.26に示す。土粒子構造がくずれ、表層がなめらかになっている様子が観察されるときともに、鉄分の分布が脱鉄処理前と比較して減少していることがわかる。これらの観察結果より、鉄分の多い花崗岩質の風化残積土（Lateritic soil）および泥岩質の風化残積土の微視構造をモデル化すると図-4.27（a），（b）のようになる。

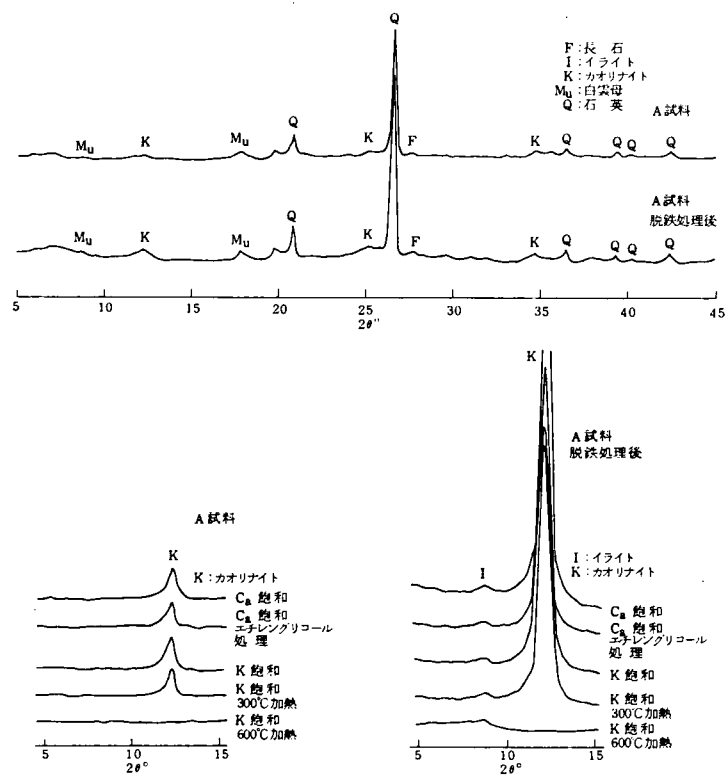


図 4.24(a) カドナ試料の X 線回折図
(上段：粉末法、下段：定方位法)

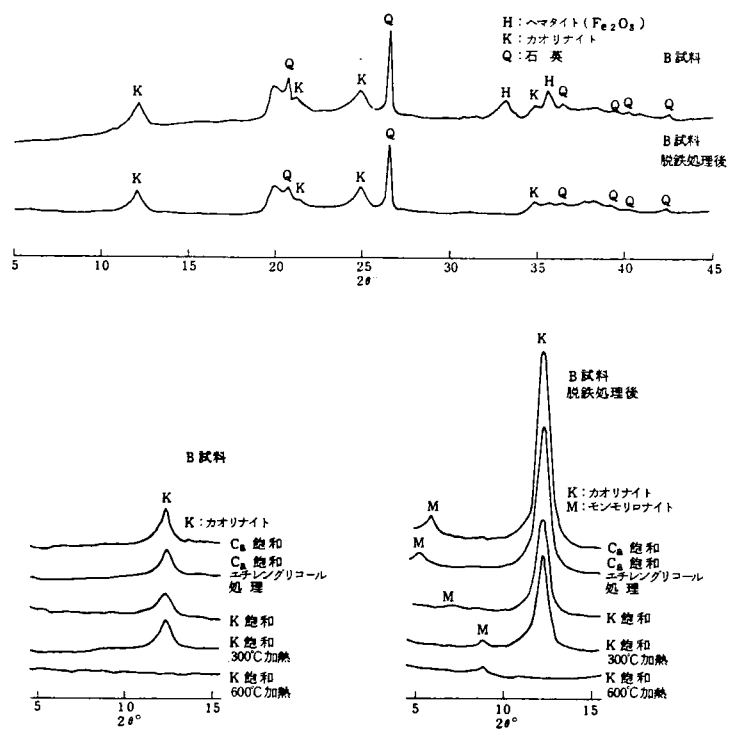


図 4.24(b) カドナ試料の X 線回折図
(上段：粉末法、下段：定方位法)

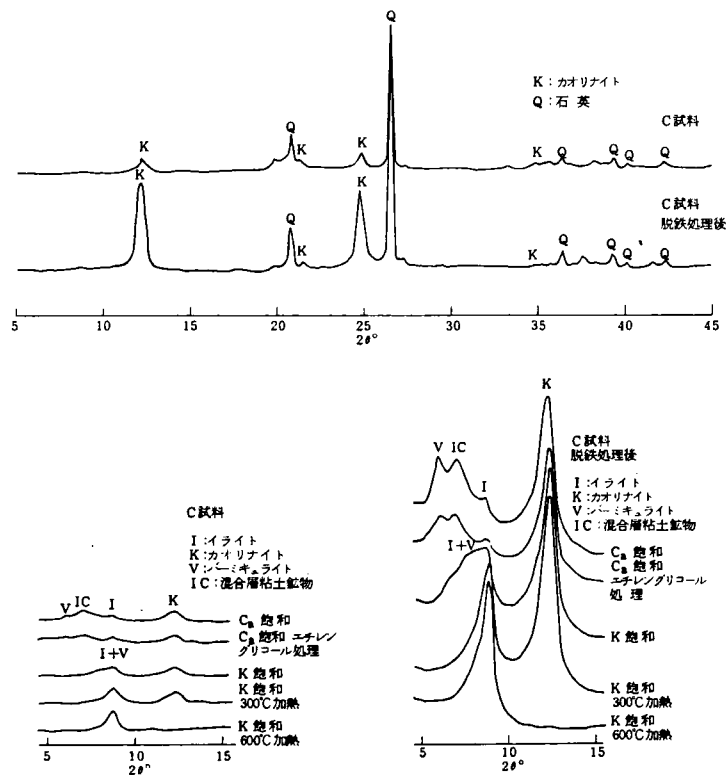


図 4.24(c) 沖縄試料の X 線回折図
(上段：粉末法、下段：定方位法)

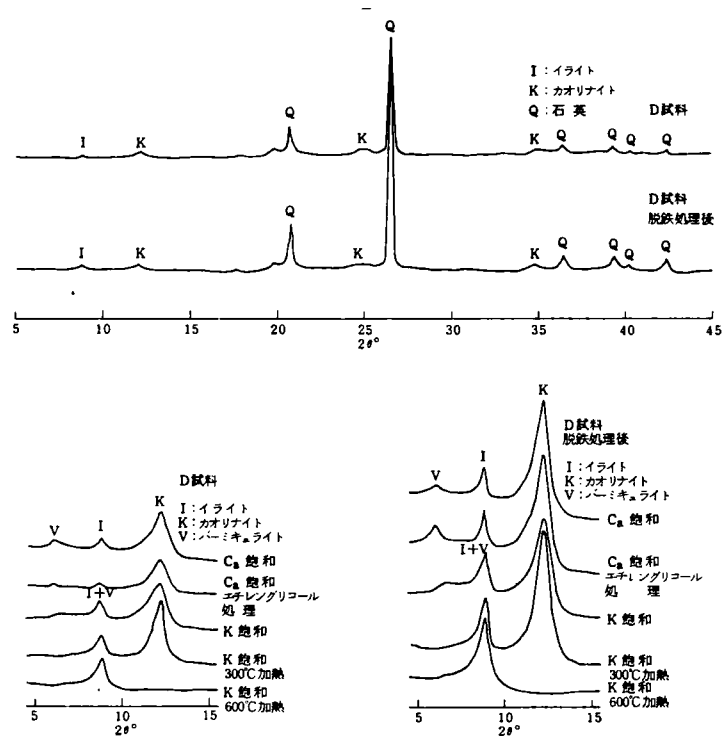


図 4.24(d) 小倉試料の X 線回折図
(上段：粉末法、下段：定方位法)

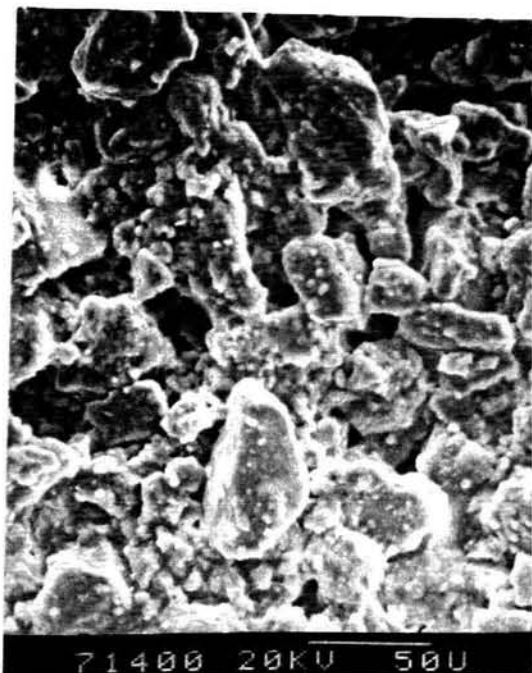


写真-4.25 (a) KN-2 (<420 μm) ($\times 320$)

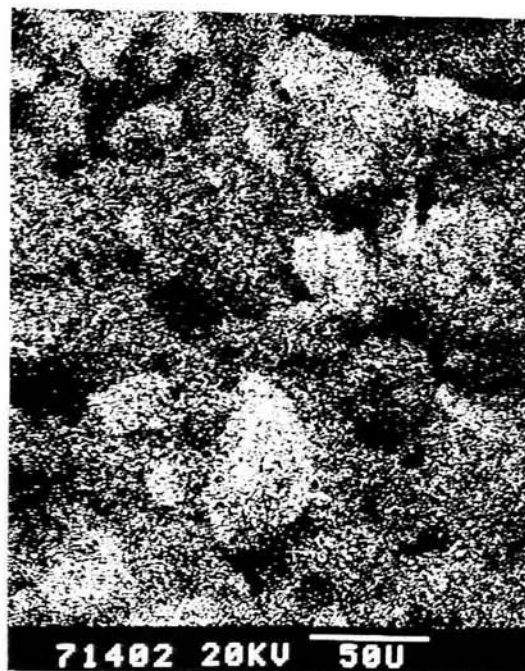


写真-4.25 (b) KN-2 (<420 μm) AlK_{α} 像

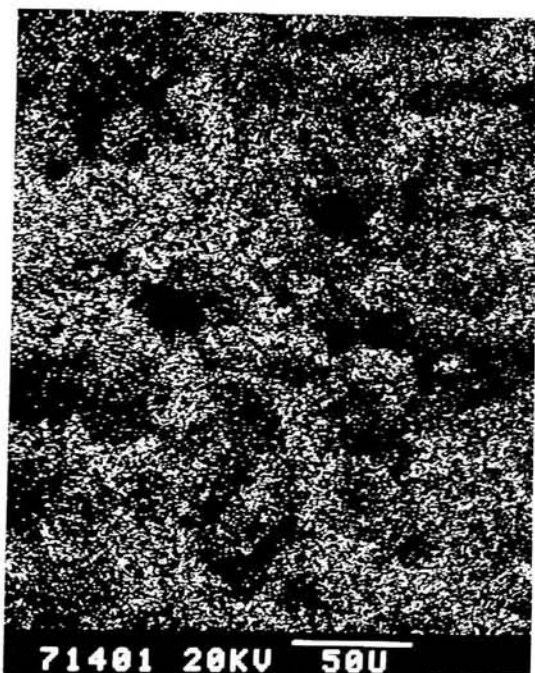


写真-4.25 (c) KN-2 (<420 μm) SiK_{α} 像

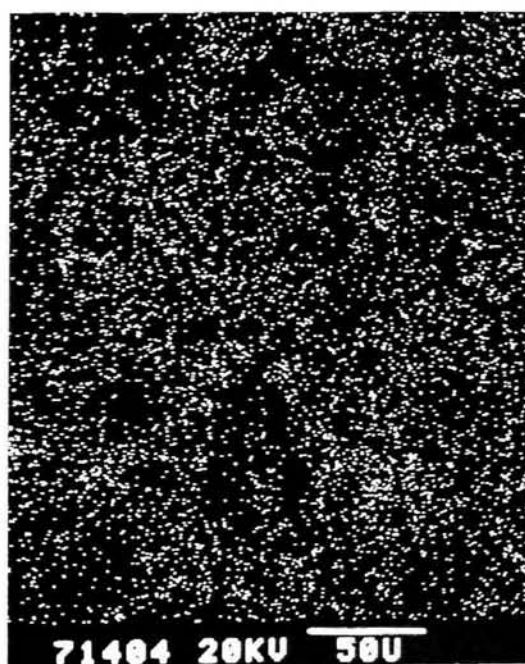


写真-4.25 (d) KN-2 (<420 μm) FeK_{α} 像

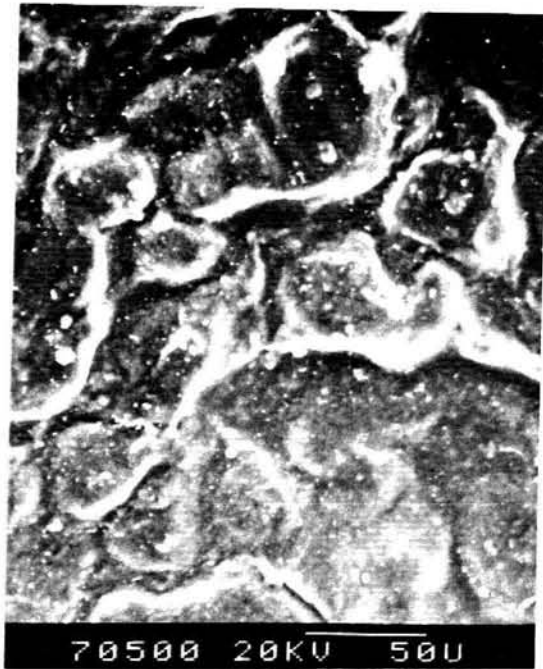


写真-4.26 (a) KN-2D ($\times 320$)

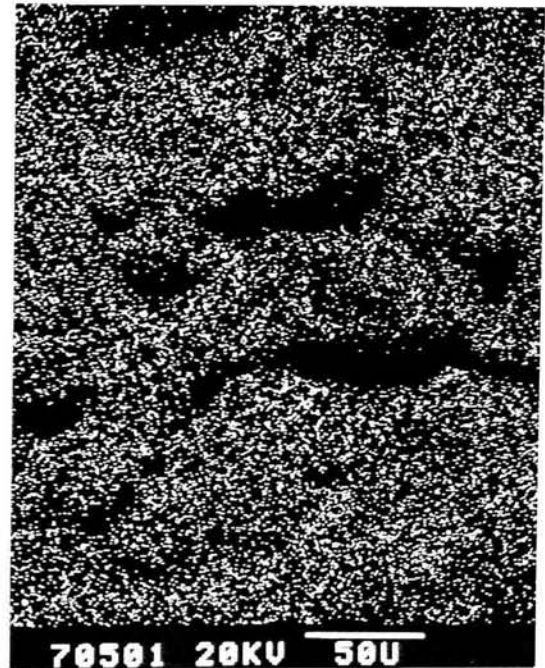


写真-4.26 (b) KN-2D AlK α 像



写真-4.26 (c) KN-2D SiK α 像

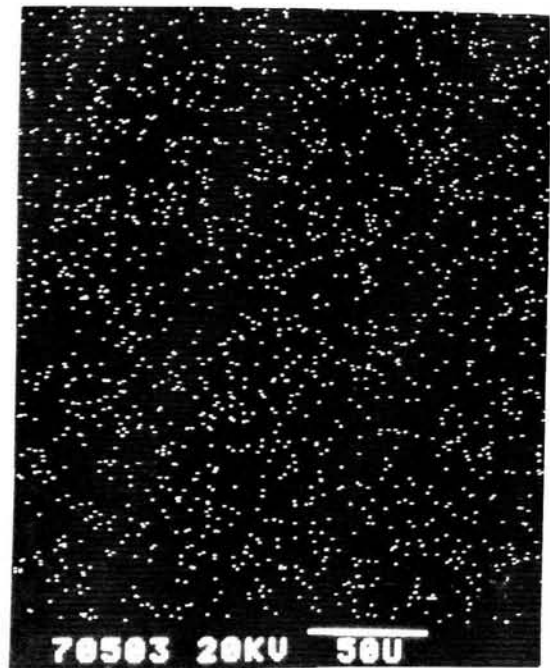


写真-4.26 (d) KN-2D FeK α 像

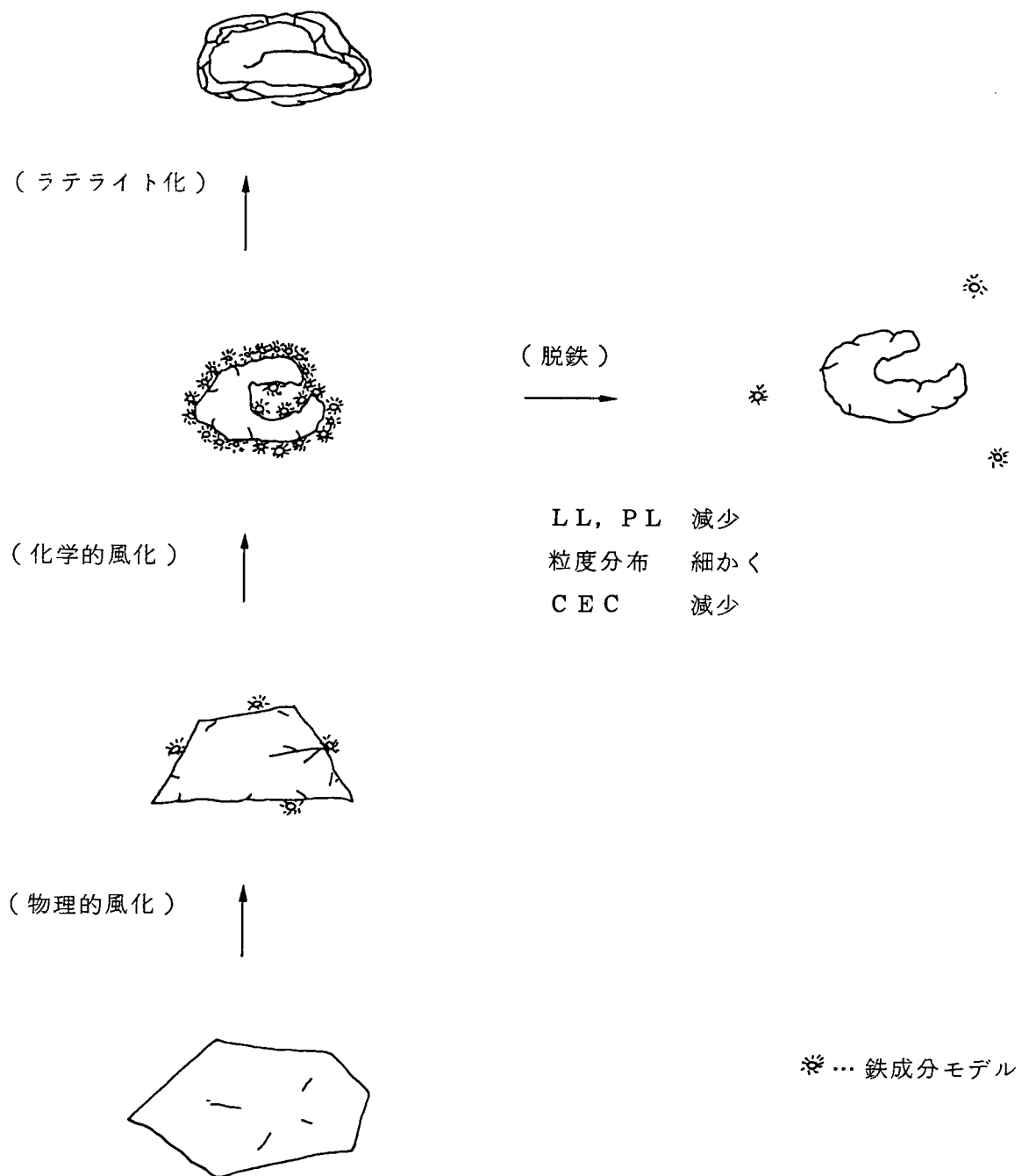


図-4.27 (a) 花崗岩質風化残積土の微視的構造モデル

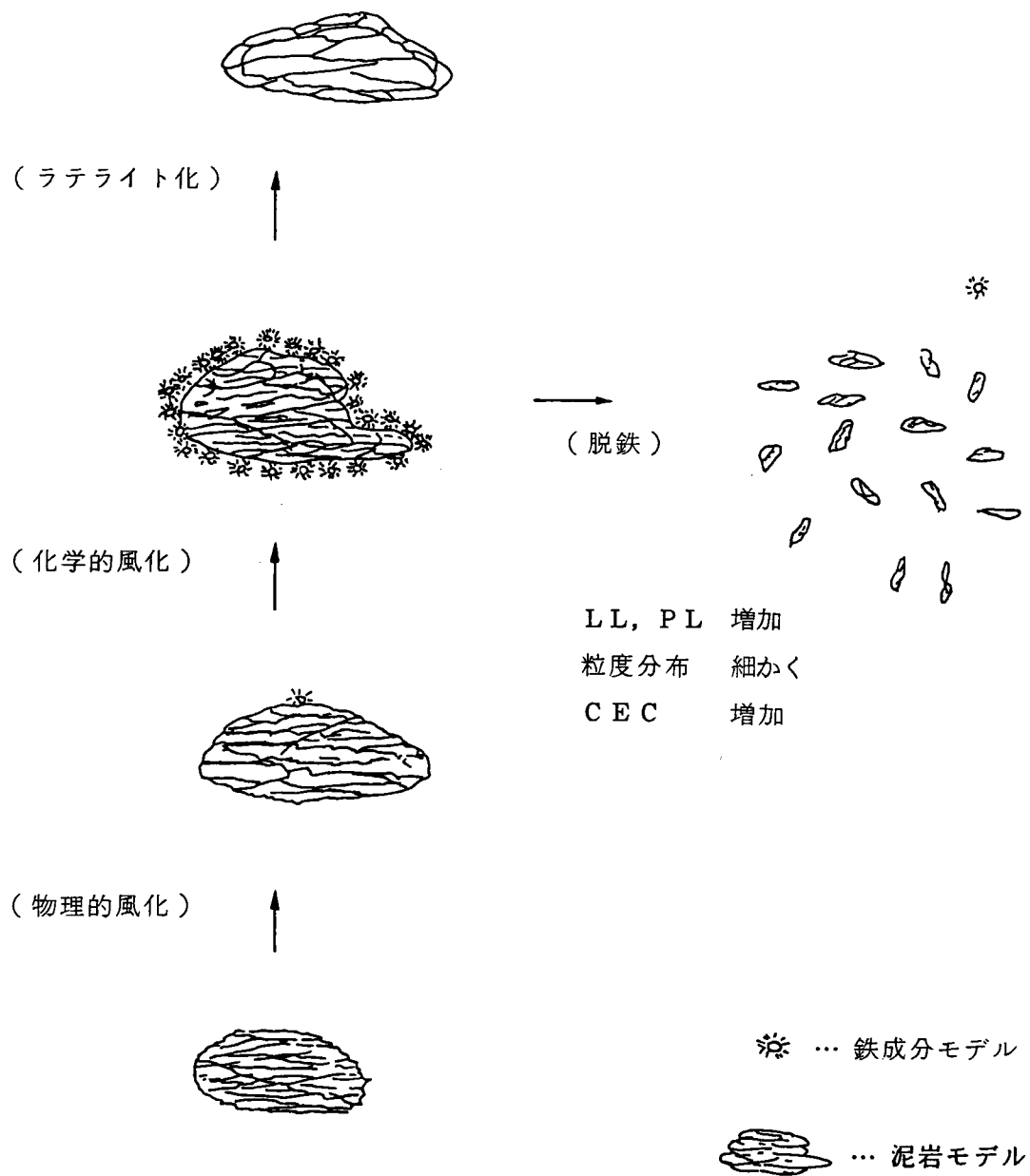


図-4.27 (b) 泥岩質風化残積土の微視的構造モデル

4.4.7 まとめ

世界各地の風化残積土に対し、Mehra-Jackson 法によって、脱鉄処理を行い、風化残積土に含まれる鉄分 (Fe_2O_3 で代表される) の働きを基礎的に調べた。明らかになった主な点は以下のとおりである。

- (1) 脱鉄処理前後の風化残積土の粒度分布を比較すると、処理後、粒度分布は細かくなっており、鉄分は粒子を団粒化させ、見かけ上粒度分布を粗くする働きがある。
この性質は花崗岩質および泥岩質の風化残積土共通のものである。
- (2) 脱鉄処理前後の風化残積土の液性限界、塑性限界を調べてみると、カオリナイトが主な粘土鉱物で、Na 飽和している風化残積土の場合、液性・塑性限界とも減少する傾向がある一方、主な粘土鉱物がモンモリロナイトで構成されている風化残積土の場合、脱鉄処理により、両者とも増加する傾向にある。
- (3) 泥岩に代表される埋積岩系の風化残積土と、花崗岩質風化残積土の脱鉄処理後の CEC の変化は異なっており、脱鉄処理により埋積岩質風化残積土の CEC (陽イオン交換容量) は増加し、花崗岩質風化残積土の場合減少している。これは、もともと CEC の低い花崗岩質風化残積土の中で Fe_2O_3 に代表される鉄分 (非晶質も含む) が、陽イオンを吸着する能力を一部持つ一方、埋積岩系の風化残積土の場合、もともと CEC が高いこともあり、鉄分は、むしろ全体の陽イオン交換容量 (CEC) を減少させる働きをしているためと考えられる。
- (4) 脱鉄処理により、粉末法、定方位法による X 線回折のピークは、よりシャープになるとともに、脱鉄処理前で出現していなかったイライト、パーミュキュライト、モンモリロナイトのピークが出現してくる。また、電子顕微鏡 (SEM) による微視的構造の観察により土粒子表面に存在していた鉄分は、脱鉄処理により、減少し、粒子表面も滑かなものとなっていることがわかる。
- (5) 以上のことから、鉄分の多い風化残積土の微視的構造について、図-4.27 に示すようなモデルを提案した。

4. 5 結 論

本章では、ナイジェリア、オーストラリア、インドネシア、タイ、ブラジル、フィリピンを含む世界各地の花崗岩起源および泥岩起源の風化残積土の化学的、鉱物学的な特性を調べた。

第1節では、過去における風化に伴う、岩石や風化残積土の鉱物学的研究を紹介し、風化残積土の化学的風化特性を扱う際に、鉱物化学的手法によって、定量的に扱うことが、いかに工学的に重要かという説明を行なった。

第2節では、X線回折粉末法、X線回折定方位法、塩基交換容量、強熱減量、PH、電子顕微鏡による風化残積土微視的構造の観察等の方法や手段について説明した。

第3節では、母岩から風化残積土になるにしたがい、含有鉱物の変質し、新たな粘土鉱物が形成されてくる過程を、X線回折、電子顕微鏡による観察、陽イオン交換容量（CEC）、強熱減量の手段を使い、風化残積土の風化過程と関係づけ、また、残積土の微視的構造を調べる手がかりとした。粘土鉱物の種類としては、長期的に激しい化学的風化作用にさらされたナイジェリア・カドナ地方や、オーストラリア・ダーリングレンジ地方の場合、粘土鉱物構造の比較的簡単なカオリナイトやさらに風化が進み、鉄・アルミの酸化物のみであるヘマタイト、ゲーサイト、ギブサイトまで変化している一方、温帯地域に属し、比較的地形勾配も急な鳥取市の場合、化学的風化作用が、上述の地域までは達せず、カオリナイト、メタハロイサイト、イライト、モンモリロナイト、ハロイサイトと多種類の粘土鉱物構成となっていた。また、強熱減量と間げき率の関係は、日本のまさ土でいわれているような、一様増加の傾向ばかりでなく、熱帯地方の花崗岩質風化残積土においては、風化が進み、強熱減量は増加するが、間げき率は地表付近の土で減少するものがあることを指摘した。

土の化学的吸着性能を表わす指標である陽イオン交換容量（CEC）の値は、オーストラリア・ダーリングレンジ、ナイジェリア・カドナ地方、日本・鳥取市の試料で5~10meq/100gの値であるが、日本のまさ土の場合、細粒分が少ない割にはCECの値が大きくなことが判明した。この一つの原因は、上述したように日本のまさ土においては、粘土鉱物の種類が、カオリナイト、メタハロイサイト、イライト、モンモリロナイト、ハロイサイトと多種類の比較的CECの大きな粘土鉱物で構成されている一方、オーストラリア・ダーリングレンジや、ナイジェリア・カドナ地方の場合、カオ

リナイトを主体とし、ヘマタイト、ゲーサイト、ギブサイトの鉄・アルミの三二酸化物を中心とした比較的 C E C の低い鉱物で構成されているためと考えられた。他の原因としては、日本・まさ土は、粒度分布からは、細粒分含有率は低い、粒子内部が、一部風化しているものがあり、比較的粒度の大きなものも、吸着能力を持つためと考えられる。

第4節では、熱帯、亜熱帯地方の代表的土質であるラテライト性土や日本の風化残積土の中で鉄分がどのような働きをしているかを調べるため、Mehra-Jackson 法で脱鉄処理を行った。脱鉄処理後、粒度分布は花崗岩質および泥岩質の風化残積土の両試料とも細粒化しており、鉄分は、土粒子を団粒化させる働きがあることが判明するとともに、脱鉄処理後、カオリナイトが主要な粘土鉱物である土質は、液性、塑性限界が減少する一方、モンモリロナイトが主要な粘土鉱物である風化残積土の場合、両者とも増加することが判明した。また、花崗岩系の風化残積土の中で、鉄分は C E C（陽イオン交換容量）を増加させる傾向があるが、泥岩などの埋積岩系の風化残積土では、鉄分は C E C を減少させる傾向を持つことが判明し、鉄分は粘土鉱物の種類や、母岩の違いにより、働きが異なることが判明した。また、粘土鉱物の判定の際には、鉄化合物の多い風化残積土の場合、粒子表面に鉄化合物が付着し、X線回折による粘土鉱物の固定をさまたげるため、脱鉄処理を行ってからX線回折を行う必要があることがわかった。

これらの結果から、花崗岩質の鉄分の多い風化残積土の微視的構造は、中空を持つ粒子を鉄化合物が表面をおおっているモデルが考えられ、泥岩起源の風化残積土との対比を行ないながら土粒子構造モデルを提案した。

参考文献

- 1) Marshall, C.E; A Petrographic Method for the Study of Soil Formation Process,
Soil Science Society of America Proc. 5, 1940
- 2) Stephen, G.G; A Study of rock weathering with reference to the soils of the
Marvern Hills. II, Journal of Soil Science, Vol. 3, No. 2, PP. 219 ~ 237, 1952
- 3) 菅野、本荘、有村；花崗岩類に由来する赤黄色土の粘土鉱物（第1報）
日本土壤肥料学雑誌、第28巻、第2号、PP. 9 ~ 14, 1957
- 4) Kato, Y; Mineralogical study of weathering products of granodiorite
at Shinshiro City(I), Soil Science and Plant Nutrition, Vol. 10, No. 6, PP. 28 ~ 33
1964
- 5) Lumb, P; The properties of decomposed granite, Geotechnique Vol. 12, No. 3, PP. 226
~ 243, 1962
- 6) Dearman, W.R., Baynes, F.J. and Infan, J.Y.; Engineering grading of weathered
granite, Engineering Geology, Vol. 12 PP. 345 ~ 374, 1978
- 7) 土質工学会編；土質試験法、強熱減量試験、PP. 221 ~ 227, 昭和54年版
- 8) 木宮 一邦；花崗岩類の物理的風化指標としての引張強度、地質学雑誌、第81巻 6号、
PP. 349 ~ 364、1975年 6月
- 9) 三浦 清；深成岩類の風化に関する研究、応用地質、第14巻 3号、PP. 1 ~ 16、第15巻
1号、PP. 23 ~ 34、第16巻 2号、PP. 48 ~ 54、昭和48年、49年、50年
- 10) 三浦 清；花崗岩の風化とその力学的特性、土と基礎、No. 127、PP. 11 ~ 20, 1980
- 11) 末岡、小山、佐藤；ナイジェリア・カドナ地方における花崗岩質風化残積土の地盤工
学的考察、土木学会論文集、第 346号、PP. 67 ~ 76, 1984. 6
- 12) 松尾 新一郎、嘉門 雅史；鉄イオンによる軟弱粘土の安定処理、材料、26巻、
290号、PP. 1034 ~ 1040, 1977
- 13) 嘉門 雅史；超軟弱粘土の工学的性質とその処理に関する研究、京都大学工学部学位
論文、昭和54年 2月
- 14) Lambe, T.W. and Whitman, R.V; Soil Mechanics, PP. 33 John Wiley and Sons, Inc. 1969

5. 風化残積土地盤の工学的分類

5. 1 風化残積土地盤の工学的土層分類の意義

2章で述べたように、風化残積土は、岩石の物理的、化学的および生物的な変質作用の結果、生成されたものであり、その工学的扱いに対しては、例えば、土地造成、掘削斜面、掘削土盛土にみられるように、土層分類、土質分類をすることが、是非とも必要になっている。しかしながら、風化残積土の場合、沖積世や洪積世の粘土のような運積土(Transported soil)と異なり、粒度分布やコンシステンシーによる分類が明確でなく、その工学的土層分類に対しても定まったものがないのが現状である。

例えば、花崗岩が風化して、手でバラバラにくずれる状態の砂状物質(Granular disintegration sand)は、アメリカ合衆国や、オーストラリアでは、一般的にグラス(grus)^{1), 2), 3)}と呼ばれており、日本のまさ土にはほぼ相当すると思われるが⁴⁾、用語の統一もなされていない。これらの風化残積土は、より一般的には、風化岩がくさった状態をさすサプロライト(Saprolite)という用語で呼ばれることが多いが、サプロライトの定義も明確なものはない。1例をあげると、1985年2月、ブラジルの首都ブラジリアで開かれた第1回熱帯地域のラテライト性、サプロライト性土に関する国際会議(First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils)では、試案として、サプロライトおよびサプロライト性土という用語に対して、以下のような定義が提案されている⁵⁾。

- a. 地盤工学的な意味で土である
- b. もとの母岩の構造が明らかに残存している
- c. 確実に残積性である。

しかしながら、サプロライトは、土質分類上は、土であるが、その力学挙動に関しては、塊状、かつシームのある岩盤に似た挙動をするため、設計上は、岩盤として考えることもできるという意見もあり、今後、研究が進められなければならない分野である。

本章では、風化残積土は、地球表層に存在する岩石の水圏、大気圏による物理的、化学的風化作用の結果生成された物質であるという風化論の見地に立ちながら、特に風化残積土の不均質性に着目した新しい風化残積土の風化度判定法を提案している。すなわち、風化過程は、種々の化学成分が溶解し、ある特定の化学成分が、地盤内に

不均質に残留する過程でもあり、土層における不均質性の程度の違いにより工学的土層分類を行うことを試みている。

5. 2 風化岩の風化度判定法と岩盤分類

岩盤が風化岩、そして風化残積土に変化する過程が風化であるが、どの程度風化が進んでいるかを判定することは、風化度が基礎の強度、透水性、圧縮性あるいは、地盤の掘削性その他に直接関係してくることから、工学上非常に重要なことである。岩盤や風化残積土の風化度を判定する方法には、大きく分けて、以下の4種類があり、ここでは順次、従来行なわれている研究を整理してみる。

- (1) 形態的な特徴を主に観察によって判定する方法（形態的方法）
- (2) 物理的な手段を使用する方法（物理的方法）
- (3) 構成鉱物の変化量に着目する方法（鉱物的方法）
- (4) 化学成分の変化や化学的手法を使用する方法（化学的方法）

5.2.1 形態的方法

地質的な手法によって、岩盤を区別し、分類を行なった例は外国ではMoye⁶⁾ (1955) が、オーストラリアのスノーウィマウンテンの水力発電所建設において行なったのが、最初であろう。Moyeはいろいろな風化程度の花崗岩に対し、表-5.1のような岩盤分類を適用した。一方、RuxtonとBerry⁷⁾ はホンコンの風化花崗岩に対し、典型的な風化形態として表-5.2および図-5.1に示すような風化花崗岩の分類を提案した。

Littleは、岩の一般分類として、岩の脱色の程度、岩と土の比、風化によってできた土の中に花崗岩の初期の構造が残存しているかどうか等を基準として、工学的性質も加えて、表-5.3、図-5.2を提案した⁸⁾。Dearman⁹⁾ らは、既存の岩盤分類に関する研究を参考に、さらに、岩盤分類に使用する用語の定義を厳密に行ない、掘削性、斜面勾配、トンネル支保システム、弾性波速度等の工学的性質との関連も含め、表-5.4、表-5.5、表-5.6を提案した。

なお、トンネルの岩盤分類に関しては、Bieniawski¹⁰⁾ , Barton¹¹⁾ , Wickham¹²⁾ らがより専門的、定量的な分類の方法を提案している。

日本においても、ダム基礎岩盤、トンネル掘削、斜面掘削等の種々の目的のために、岩盤分類が提案されており、表-5.7は主に地質学的特徴から、岩盤分類を行なったものであり¹³⁾、表-5.8は、岩種をあらかじめ強度によって3種類に分類し、さらに、風化度によって詳細に分類したものである¹⁴⁾。

表-5.1 Moyeによる花崗岩の風化度分類

	定 義	工 学 的 特 性
花 崗 岩 質 土	花崗岩起源の表層土であり、花崗岩の構造は、消えている。 表土はしばしば腐植や植物の根を含む。	一般的には、構造物の基礎や道路、あるいは盛度材料としては不適なことが多い。雨水による浸食を防ぐため盛土や切土斜面の表面を植物でおおうことが重要になる。土が飽和した場合、不安定になり斜面崩壊がおこりやすい。
完全に風化した花崗岩	現位置で風化によって、完全に変質した花崗岩であるが、まだ花崗岩の組織が残らずに残っている。本来の長石粘土鉱物として完全に変質風化しており、粘土粒子として存在する。黒雲母はある程度変質している。水に入れた場合、砂質粘土の塊として分解し、普通のダイヤモンドドリル法でコアを採取した時のようには、原形を保つことはできない。しばしば褐鉄鉱によって茶色に着色している。	手で掘れるし、爆薬を使わないで裂くことができる。コンクリートダムや大きなコンクリート構造物の基礎としては、不適である。アースダムの基礎としては可能である（透水係数 5~10フィート/年）1 : 1 の勾配より急な角度の掘削斜面は不安定である。アースダムの盛土材として使用可能（透水係数は 0.1~ 5フィート/年）、容易に水や凍結により浸食され、浸食に対し、保護が必要である。
ほとんど風化した花崗岩	風化が集中した花崗岩であり、NXドリルコア（直径 $2\frac{1}{8}$ インチ）の大ききまで壊れ、手でこなごなに砕くことができるが、水に入れた時は、分解しない。注意深くやればダイヤモンドドリルでコアとして試料が採取できるが、しばしば採取できない場合もある。褐鉄鉱によって、しばしば未茶色に着色していることがある。	完全に風化した花崗岩とはほとんど似た特性を持つ。
半ば風化した花崗岩	全面的にかなり風化しているが、NXドリルコアの大きさのものは、補助手段なく、手では壊れない。しばしば褐鉄鉱で赤茶色に着色している。	爆発物なしで何とか掘削できる。小さなコンクリート構造物の基礎には、適している。岩盤掘削面の安定性は、岩盤の構造、特に、ジョイントに左右される。半ば風化した花崗岩それ自身は、垂直にも掘削できる。ダムの建設においてブルドーザーで敷きならしたものは、半透水ゾーンとして適している。岩そのものは、不透水性であるが岩盤の開いたジョイントのため全体としては、しばしば、透水性は良い。
やや風化した花崗岩	岩の組織に対して、すこし褐鉄鉱が着色しており明確に風化している。長石はやや変質している。しかし、強度は新鮮な花崗岩に近い。	掘削するには爆薬が必要、コンクリートダムの基礎としては適している。実際的には、不透水性であるが、閉じたジョイントのために岩盤としてはしばしば、透水性が高いことがある。コンクリート用骨材としては不適。
新鮮な花崗岩	新鮮な花崗岩はジョイントに沿って褐鉄鉱の着色がしばしば見られる種々の程度に風化した花崗岩の下にある新鮮な“ジョイントが褐鉄鉱で着色した新鮮な花崗岩”と呼ばれる。このような着色は、岩盤として、透水性があることを示しており、トンネルや立坑の場合、ゆるみに対し、サポートが必要であることを示している。	

表-5.2 風化度の分類 (Ruxtonと Berry⁷⁾による)

現場の状態	特 徴	固結した岩のパーセンテージ	層
土	暗く着色している。2~3フィートの厚さまでであり、上層は砂質で下層は粘土質		土壌学者の言うAおよびB層
残 積 土	構造は残っていない砂質粘土あるいは粘土質砂	たいてい0パーセント	V
残 積 土 にかこまれたコアストーン	丸まったコアストーンが残積土にかこまれている。	50パーセント以下	IV
コアストーンの間に残積土がある	コアストーンは角ばっており、ぎっしり詰っている。	50~90パーセント	III
部分的に風化した岩	大きなキレツ面に沿って小さな残留物があるが、たいてい鉄が付着している。	90パーセントより大きい	II
新 鮮 岩		100パーセント	I

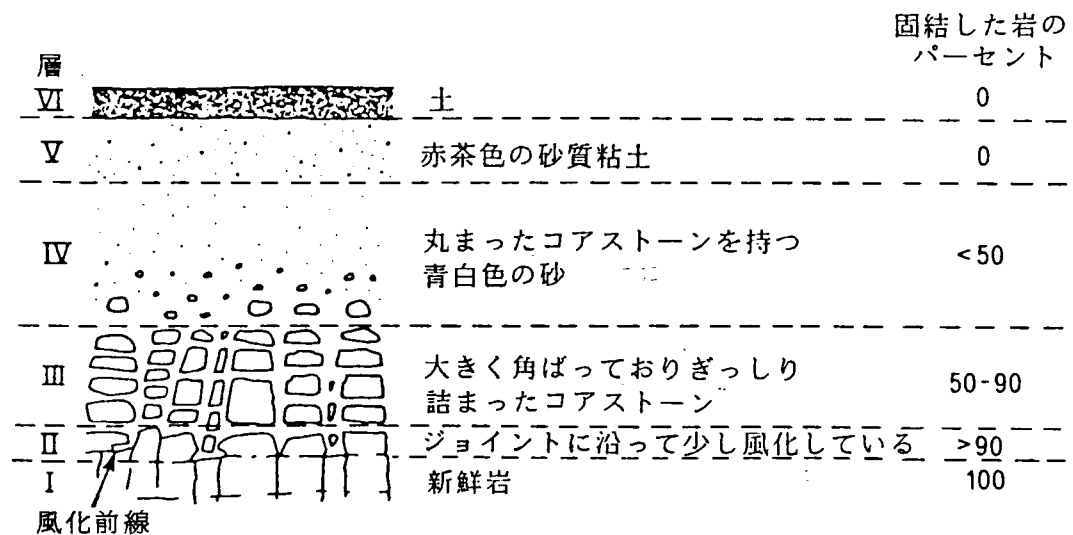


図-5.1 花崗岩上に発達した完全風化断面の特徴
(Ruxtonと Berry⁷⁾, Selby により若干修正⁸⁾)

表-5.3 風化過程の区分と工学的特性 (Littleによる)

段階	風化の程度	原位置での観察	工 学 的 特 性
VI	土	岩の組織はない。表層は腐植と木の根を含む	重要な基礎には不適 表層がこわれると斜面は不安定になる。
V	完全に風化した	原位置で完全に風化した岩；しかし組織は始めのまま残っている。長石は完全に粘土鉱物に変わっている。普通のロータリードリル法でコアは採取できない。	手または爆薬なしでリッピングできる。コンクリートダムや大きな構造物には基礎としては不適、アースダムの基礎やフィル材として適、急な角度の斜面は不安定、浸食防止工が必要
IV	やや風化した	風化によって岩は弱化しており、かなり大きな塊が崩れて手で握れる。時々、注意深いロータリードリル掘削でコアが採取できる。褐鉄鉱で着色しており、50パーセント以下が岩	段階Vと同じ、コンクリートダムの基礎としては不適、岩塊が混っていることは大きな構造物の基礎としては不適
III	半ば風化した	全体的にかなり風化している。強度はあり、大きな塊（例えばNXドリルコア）は手では壊れない。たびたび褐鉄鉱が付着している。50～90%が岩	爆薬なしでは掘削が困難であるがブルドーザ転圧で破砕はされる。小さなコンクリートの構造物の基礎や半透水性のフィル材としては適、斜面掘削の安定性は構造、特にジョイントの状態による。
II	やや風化した	岩の構造表面に沿って風化しており褐鉄鉱が少し付着している。岩石中の長石はやや風化している。強度は、新鮮な岩に近い、90%以上が岩	掘削には爆薬が必要、コンクリートダムの基礎として適、開いたジョイント部はやや透水性がある。しばしばこの層の上の層や下の層より透水性が良い、コンクリート用骨材としては不適
I	新鮮な岩	風化した岩の直下の新鮮な岩では褐鉄鉱の着色した部分も見られる。	着色した部分があることは、ジョイントに沿って水が通ったことを示す。発破や応力解放によって各々の岩盤はゆるくなり、トンネルや立坑ではサポートが必要。

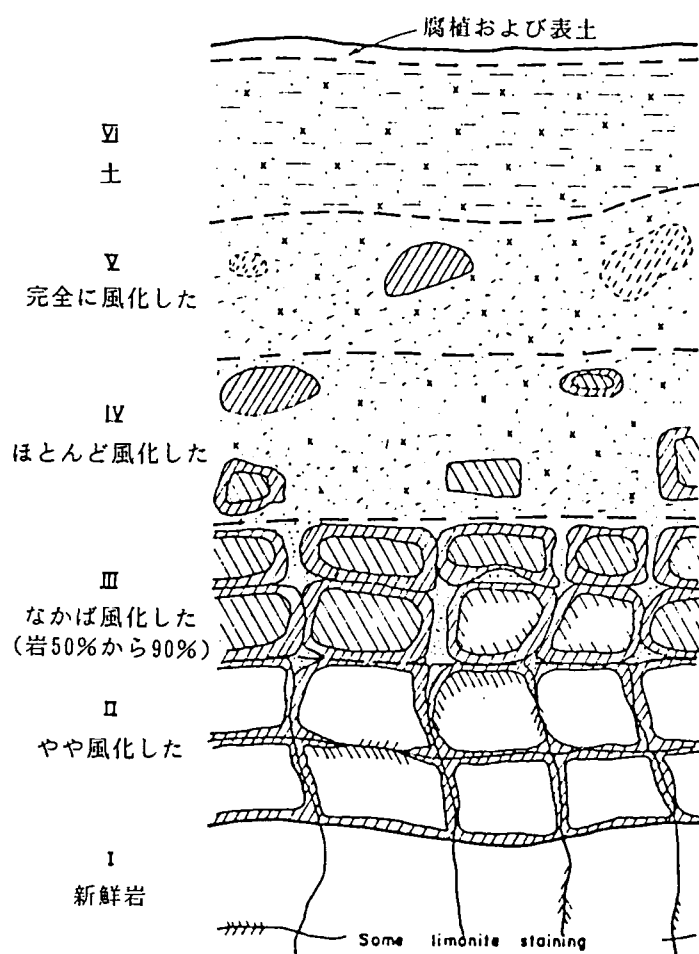


図-5.2 典型的な成熟した風化土層断面
(Little, 1969)⁸⁾

表-5.4 岩石の風化程度を示す記述 (Dearman 他、1978)

用 語	記 述
新鮮な	岩石に風化の徴候の見られない
脱色した	最初の新鮮な岩の色は変化し、風化していることを示す。 初期の色からの変化の程度は標示されなければならない。 もし、色の変化が特別の鉱物成分のためなら、そのことを記すこと。
弱化した	岩が明らかに弱い程度まで風化している。しかし工学的な意味で土ではない。
化学的風化をした	最初の構造組織は壊れていないが、土の状態にまで風化している。しかし鉱物の粒子は、部分的あるいは全て化学的風化をしている。
分解した	最初の構造組織は壊れていないが土の状態まで風化している。 岩はもろいが、鉱物粒子は風化していない。

表-5.5 岩盤の風化程度のスケール (Dearman 他 1978)

用 語	段 階	記 述
新鮮な	I	岩石に何ら風化した徴候がない。大きな不連続面ではやや変色した部分もある。
やや風化した	II	脱色作用は風化していることを示し不連続な表面を持つ、岩石のある部分は風化し、脱色している。しかし、明確には強度は弱化していない
半ば風化した	III	岩は、脱色し、強度も明らかに、弱くなっている。変色し弱くなった岩が、不連続な組織または、コアストーンの形で存在する。
ほとんど風化した	IV	岩のある部分は化学的風化をし、土に分解している。新鮮なまたは、脱色したあるいは弱化した岩が、不連続な組織あるいは、コアストーンの形で存在する。
完全に風化した	V	全ての岩は化学的風化をし、土に分解している。 初期の構造と組織は壊されていない。
風化残積土	VI	全ての岩石は土に変化している。初期の構造と組織は壊されている。土は大きな体積変化があるが、移動はしていない。A層とB層に分けられる。

表-5.6 風化花崗岩と片岩の岩盤としての特徴 (Dearman 他 '1978)

工学的性質	新鮮な	I	やや風化した	II	半ば風化した	III	ほとんど風化した	IV	V	風化残積土	VI
基礎形式	コンクリートダムやアースダムに適する				小さなコンクリート構造物やアースダムに適		アースダムに適	低いアースダムに適	完全に風化した		
掘削し易さ	一般的に発破が必要				一般的な発破だがジョイント集中度やプラント利用可能かによってリッピングが可能		プラント利用可能かによってリッピングが可能	掘削可能	掘削可能		掘削可能
量的な比較	ジョイントにより1.5 ~ 2 mピッチの4mのホール, 0.44 ~ 0.59kg/m ³ で破砕 (60%は特別ゼラチン)				ジョイントにより 2~3 mピッチの5mホール, 0.37 ~ 0.44kg/m ³ で破砕		3~4 mピッチの6.5 mホール, 0.3 ~ 0.37kg/m ³ で破砕 (40%アンモニア)				
掘削斜面の設計	1/4 : 1		1/2 : 1 ~ 1 : 1		1 : 1		1 : 1 ~ 1.5 : 1		1.5 : 1 ~ 2 : 1		
トンネルの支保工	ジョイントが狭く存在したり、不利になる場合以外必要なし				0.6 ~ 1.2 mピッチで軽量スチール		0.6 ~ 0.9 mピッチで部分的に被覆材	重量スチールで0.6 ~ 0.9 mピッチ, 全面被覆地下水以下のトンネルの場合土がトンネル内に入る可能性が大			
RQD	75%をいいて90%		50 ~ 75%				0 ~ 50%		0 か適用不可能		
コア採取率 (NX)	90%						コアストーンが多ければ70%以上, 少なければ15%程度		砂として15%		
掘削速度 (NX)	2 ~ 4 m/時					8 ~ 10 m/時			10 ~ 13 m/時		
2・1/2 パーカッション	5 ~ 7 m/時		8 m/時			12 ~ 15 m/時			17 m/時		
透水性	低~中		中~高				高		中		低
量的な比較 (m/sec)	0 ~ 5・10 ⁻⁷		1・10 ⁻⁶ ~ 4・10 ⁻⁶		1・10 ⁻⁶ ~ 1・10 ⁻⁵			岩石の組織の1・10 ⁻⁵ ~ 1・10 ⁻⁴ の範囲で透水性を持つ。			
弾性波速度	3050 ~ 5500		2500 ~ 4000		1500 ~ 3000		1000 ~ 2000		500 ~ 1000		
比抵抗 (Ω・m)	340		240 ~ 540			180 ~ 240			180		
											ジョイントの開き具合や地下水位に依る

表-5.7 ダム基礎岩盤分類規準

13)

(田中治雄：土木技術者のための地質学入門，山海堂1964)

名称	特 徴
A	きわめて新鮮なもので造岩鉱物および粒子は風化，変質を受けていない。亀裂，節理はよく密着し，それらの面に沿って風化の跡は見られないもの。 ハンマーによって打診すれば澄んだ音を出す。
B	岩質堅硬で開口した（たとえ1 mm でも）亀裂あるいは節理はなく，よく密着している。ただし造岩鉱物および粒子は部分的に多少風化，変質が見られる。 ハンマーによって打診すれば澄んだ音を出す。
C _H	造岩鉱物および粒子は石英を除けば風化作用を受けてはいるが岩質は比較的堅硬である。一般に褐鉄鉱などに汚染せられ，節理あるいは亀裂の間の粘着力はわずかに減少しており，ハンマーの強打によって割れ目に沿って岩塊が剝脱し，剝脱面には粘土質物質の薄層が残留することがある。 ハンマーによって打診すればすこし濁った音を出す。
C _M	造岩鉱物および粒子は石英を除けば風化作用を受けて多少軟質化しており，岩質も多少軟らかくなっている。 節理あるいは亀裂の間の粘着力は多少減少しており，ハンマーの普通程度の打撃によって割れ目にそって岩塊が剝脱し，剝脱面には粘土質物質の層が残留することがある。 ハンマーによって打診すれば多少濁った音を出す。
C _L	造岩鉱物および粒子は風化作用を受けて軟質化しており岩質も軟らかくなっている。 節理あるいは亀裂の間の粘着力は減少しており，ハンマーの軽打によって割れ目に沿って岩塊が剝脱し，剝脱面には粘土質物質が残留する。 ハンマーによって打診すれば濁った音を出す。
D	岩石鉱物および粒子は風化作用を受けて著しく軟質化しており岩質も著しく軟らかい。 節理あるいは亀裂の間の粘着力はほとんどなく，ハンマーによってわずかな打撃を与えるだけでくずれ落ちる。剝脱面には粘土質物質が残留する。 ハンマーによって打診すれば著しく濁った音を出す。

表-5.8 塊状岩盤分類基準¹⁴⁾

(菊池広吉ほか：ダム基礎岩盤の安定性に関する地質

工学総合評価について，第14回国際大ダム会議提出論文，1982)

岩盤等級	硬質岩	中硬質岩	軟質岩	岩盤の変形係数 (kgf/cm ²)	岩盤の静弾性係数 (kgf/cm ²)	岩盤のせん断強度	
	一応の目安としては新鮮な岩石のテストピースの一軸圧縮強度が 800~1000 kgf/cm ² 以上のものである。岩石ハンマーによる打撃では一般に金属音を発する。	一応の目安としては新鮮な岩石のテストピースの乾燥一軸圧縮強度が 200~300 kgf/cm ² ないし 800~1000 kgf/cm ² の範囲にあるものである。岩石ハンマーによる打撃ではかなりしまった音を発生するが一般には金属音を発しない。この範囲にあるもののうち軟質側のものは岩石ハンマーの尖頭部による打撃で岩石の表面にわずかにくぼみを生ずる場合もある。	一応の目安としては新鮮な岩石のテストピースの乾燥一軸圧縮強度が 200~300 kgf/cm ² 以下のものである。岩石ハンマーによる打撃ではにぶい弛緩した音を発し，時には破壊する場合もある。岩石ハンマーの尖頭部による打撃では岩石の表面に容易にくぼみが生ずる。			粘着力 (kgf/cm ²)	内部摩擦角
A	岩質はきわめて新鮮で，火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子はまったく風化変質しておらず，また節理はほとんど分布していない。岩盤としてはきわめて堅牢，固密である。			50 000 以上	80 000 以上	40.0 以上	55° 以上
B	岩質は新鮮で，火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子はほとんど風化変質していない。また節理の分布はまばらであり，密着している。岩盤としては堅牢，固密である。	岩質は新鮮であり，構成粒子は二次的な風化変質をまったく受けていない。また節理などの割れ目はほとんど分布していない。岩盤としては堅固である。この場合，軟質岩に近いものについては，上記のような性状であっても，すでにこのクラスに属さず C _H 級に属するものがある。					
C	C _H	岩質はおおむね新鮮，堅硬であるが，火成岩では造岩鉱物中，長石類および雲母，角閃石などの有色鉱物がわずかに風化変質している場合もあり，また堆積岩類では構成粒子として二次的に存在する長石類，および有色鉱物がわずかに風化変質している場合もある。節理はかなり分布しており，また節理面は風化変質を受けて変色汚染されている場合が多く，時には風化物質がうすく付着していることもあるが，一般にはおおむね密着している。岩盤としては堅固である。	岩質は新鮮であり，構成粒子は二次的な風化変質を受けていない。また節理の分布はまばらで密着している。岩盤としてはおおむね堅固である。ただし，この場合，硬質岩に近いものについてはこのような性状でも B 級に属するものがある。	50 000~20 000	80 000~40 000	40.0~20.0	55°~45°
	C _M	岩質は一般にやや風化変質している。このうち火成岩では石英を除き，長石類および有色鉱物は風化を受け，しばしば褐色あるいは赤褐色を呈している。また堆積岩類では構成粒子として二次的に存在する長石類および有色鉱物が風化変質し，火成岩の場合と同様，しばしば褐色あるいは赤褐色を呈している。節理は開口し，しばしば粘土あるいは風化物質を挟在している。このクラスの岩石中には細かな毛髪状割目が多量に胚胎していることが多いので岩石ハンマーで強打すれば，この毛髪状割目を分離面として崩壊することがしばしばある。このほか岩質は新鮮であっても，開口節理の分布が著しく，クラッキーな状態を示すものもこのクラスに含まれている。	構成粒子として二次的に存在する長石類および有色鉱物がやや風化変質しているものが多い。風化程度としてはあまり進んでいないが，原岩が中硬質の岩石であるので，絶対的な硬さとしてはやや軟質な感じを受ける。節理はかなり分布しており，やや開口していることが多く，節理は風化変質を受けて変色汚染されており，しばしば粘土の薄層，風化物質を挟在している。このクラスの岩盤は毛髪状割目がある程度存在するので，岩石ハンマーによる打撃ではこの毛髪状割目を分離面として，しばしば崩壊する。				
	C _L	火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子は著しく風化を受けているために，岩石全体としても一般に褐色あるいは赤褐色を呈する。節理は開口し粘土および風化物質の挟在が著しい。このクラスの岩石では細かな毛髪状割目の分布が著しく，さらにこの割目に沿って風化も進んでいるので，岩石ハンマーによる軽打によって容易に崩壊あるいは陥没する。このほか，岩質は新鮮であっても，開口節理の分布が著しく，石積状の産状を示すものもこのクラスに含まれる。	構成粒子は風化変質し，固結程度はかなり低くなっている。原岩が中硬質の岩石であるので，絶対的な硬さとしては，かなり軟質な感じを受ける。節理はかなり分布している。節理は開口し，また風化物質，粘土層を著しく挟在している。このクラスの岩盤では毛髪状割目に沿って，かなり風化がすすんでいるので，岩石ハンマーによる軽打撃によっても容易に崩壊する。	20 000~5 000	40 000~15 000	20.0~10.0	45°~38°
D	火成岩の造岩鉱物あるいは堆積岩の構成粒子は著しく風化を受け，しばしば砂状および粘土状を呈する部分が見られる。このクラスの岩盤では節理の分布はむしろ不明瞭である。	構成粒子は風化変質が著しくすすみ，固結程度は著しく低下し，しばしば砂状および粘土状を呈している。このクラスのものは割目の分布はむしろ不明瞭である。	構成粒子はやや風化変質を受け，固結程度は著しく低下している。岩盤としての絶対的な硬さとしては，きわめて軟質な感じを受ける。岩石ハンマーの尖頭部で打撃すると，しばしば尖頭部は岩盤に突きささる。				
該当岩石				5 000 以下	15 000 以下	10.0 以下	38° 以下
	(1) 深成岩，半深成岩および火山岩などの火成岩類がこれに該当する。 (2) 中生代以前の砂岩，礫岩，チャート，石灰岩および輝緑凝灰岩などの堆積岩および火山砕屑岩がこれに該当する。ただし粘板岩，頁岩は原則的には除外する。 (3) 変成岩のうち，比較的塊状の片麻岩は，これに該当する。ただし結晶片岩類は除外する。 その他新第三紀の堆積岩および火山砕屑岩にもこれに該当するものもある。	新第三紀中新世以前の第三紀の堆積岩（泥岩，シルト岩，砂岩および礫岩）および火山砕屑岩（凝灰岩，凝灰角礫岩，火山角礫岩および溶結凝灰岩）の大部分がこれに該当する。ただし，第四紀の溶結凝灰岩にはこれに該当するものもある。	新第三紀鮮新世以降の堆積岩（泥岩シルト岩，砂岩および礫岩）および火山砕屑岩（凝灰岩，凝灰角礫岩および火山角礫岩）の大部分がこれに該当する。ただし第四紀の火山砕屑岩には，これに該当するものもある。				

5.2.2 物理的方法

風化岩の風化度をいろいろな物理的手段によって判定しようとする試みがなされている。例えば、室内試験として、一軸圧縮強度や動的・静的ヤング率 (Dearman 他⁹⁾, 1978, 齊藤他¹⁵⁾, 1971), 密度や空隙率 (Onodera¹⁶⁾ 他, 1974), 供試体による弾性波速度 (齊藤他¹⁵⁾, 1971), ポイントロード試験 (IrfanとDearman¹⁷⁾, 1978), 飽和含水比 (Hamrol¹⁸⁾, 1961), 粒度分布 (Kato¹⁹⁾, 1964), 引張強度 (木宮²⁰⁾, 1975) 等から風化度を判定する方法が提案されている。

原位置試験としては、孔内載荷試験や平板載荷試験 (宮原, 西尾²¹⁾, 1972), シュミットハンマー試験 (Onodera¹⁶⁾, 1974), 標準貫入試験 (三浦²²⁾, 1976, 末岡とLee 他⁴⁾, 1985), 透水試験 (Lumb²³⁾, 1962), 弾性波速度 (橋川, 宮原²⁴⁾, 1972, その他多数の研究者あり), 爆発エネルギーを用いた鋳打ち銃貫入量 (松尾²⁵⁾, 1968, 図-5.3参照) 等が提案されている。しかしながら、これらの方法は、全ての風化度の風化岩や風化残積土に対して、適用できるわけではなく、また一応全ての風化度の地盤に対応できる弾性波速度にしても、上載圧の影響を受けるため、掘削後では、速度が異なる上、精度の上でも問題が残っている。

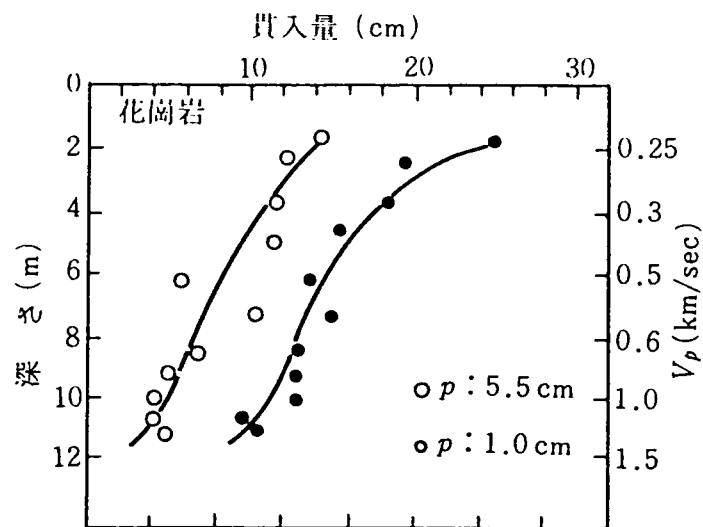


図-5.3 鋳打ち銃貫入量によるまき土の風化度判定

5.2.3 鉱物学的方法

風化岩や風化残積土中に鉱物の変化量や、逆に不変量に注目して、風化岩や風化残積土の風化度を判定しようとする試みもなされている。

4. 1 で述べたようにMarshall²⁶⁾ (1940), Stephen²⁷⁾ (1952), 菅野²⁸⁾ (1957), 加藤(1965)らの研究がこれに相当する。

Merdes³⁰⁾ (1966)らは、以下の式を風化指数(Quality Index)として、岩石組織中の変質鉱物をパーセントで表わし、風化指数と弾性係数の間に、図-5.4のような関係を見いだしている。

$$\text{風化指数} = \frac{\text{変質鉱物 (\%)} + \text{微細クラック} + \text{空隙量 (\%)}}{\text{石英 (\%)} + \text{長石 (\%)} + \text{雲母 (\%)} + \text{その他の鉱物 (\%)}} \times 100 (\%)$$

一方、Lumb²³⁾ (1962)は4. 1 で述べたように花崗岩中の長石の変質、溶解度に着目して、風化度を提案しているが、BaynesとDearman³¹⁾ (1978)は、風化残積土の微視的な構造との関係で、Lumbの方法の適用範囲が限られることを報告している。

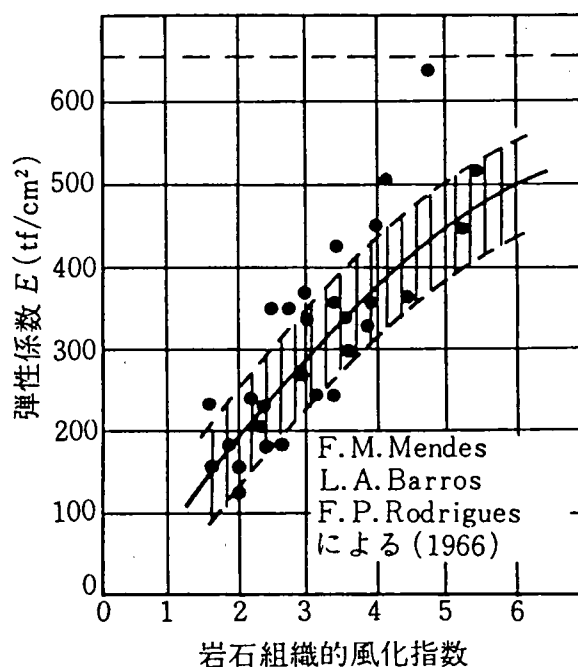


図-5.4 岩石組織による風化度と弾性係数 E の関係
(Mendes ら)

5.2.4 化学的方法

新鮮な岩盤から風化残積土に変化する過程は、化学成分が変化する過程でもある。この事実に基づき、岩や土の構成化学成分、例えば、 SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , MnO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , $\text{H}_2\text{O}(+) + \text{H}_2\text{O}(-)$ の部分的、あるいは全分析を行い、構成化学成分の増減関係から風化度を判定する方法である。化学成分の増減は、化学成分の溶解度に関係し、溶解度は、土や岩の構成鉱物の種類や環境に左右される。

2章の 2.2.2で述べたように、岩石中の化学成分の相対的な移動し易さは、岩種によって若干異なっており、結晶質の岩に関しては、

$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{Ba} > \text{K} > \text{Si} > \text{Fe} = \text{Mn} > \text{Ti} > \text{Al}$ (Miller³²⁾ , 1961)

$\text{Na} = \text{Mg} > \text{Ca} > \text{K} > \text{Fe} > \text{Si} > \text{Fe} > \text{Al}$ (Longhnan³³⁾ , 1969)

$\text{Na}_2\text{O} > \text{CaO} > \text{MgO} > \text{K}_2\text{O} > \text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3$
(Goldich³⁴⁾ , 1938)

の順序が提案されている。

化学的な風化傾向を調べるため、いくつかの経験的な関係が何人かの研究者によって提案されているが、Reiche³⁵⁾ (1943)によれば、これらの手法は3つに分類される。

① 岩が風化する過程で、ある化学成分は、量的に一定であると仮定する方法で、

Reicheはアルミナが風化過程中、移動しないと仮定すると、図-5.5に示すような関係を得ている。試料の採取位置が浅くなる程、 SiO_2 成分が減少し、 Fe_2O_3 成分が増加する様子がわかる。Barth(1948) は岩の標準容積という別の考え方を基に、風化岩の風化度を比較している(説明は省略)。

② 各々化学成分を、例えば、深さ方向に示し、直接、新鮮な岩と風化岩、風化残積土の化学成分の変化をみる(図-5.6)

③ 風化度を判定するため、ある特定の化学成分の比を比較するもので、表-5.7

に示すものは、一般的に使われる風化度判定のための化学成分の比である。

Ruxton³⁶⁾ は、排水条件が良好な環境で、シリカとアルミナのモル比を風化指標として提案しているし、三浦は絶対風化度と呼ばれる化学的風化度ADFを以下のように定義し、花崗岩の風化に適用している。

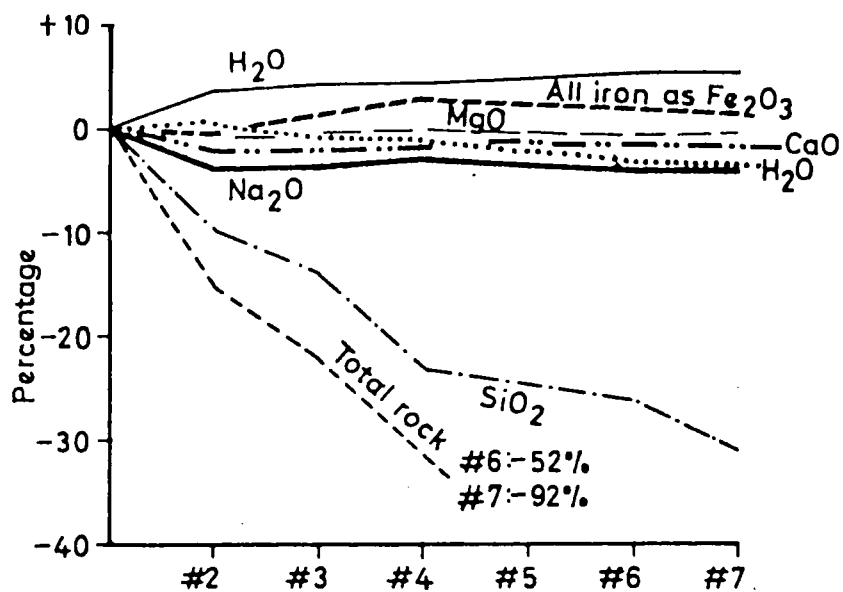


図-5.5 Al_2O_3 成分が一定と仮定した場合の化学成分の増減 (Reiche, 1943)
(横軸は試料番号, 番号が大きくなる程、浅い試料)

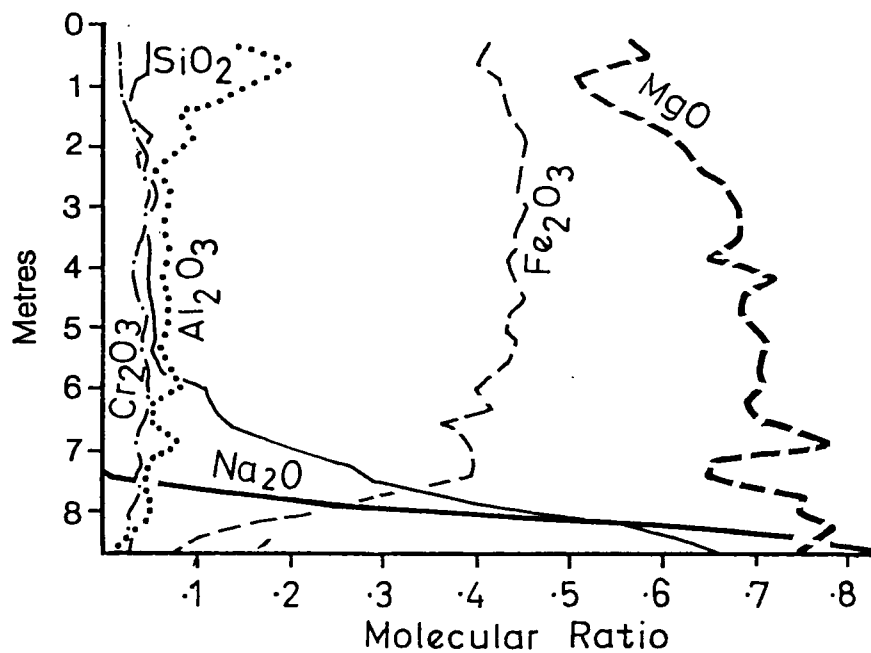


図-5.6 キューバにおける鉄鉱山の化学成分の深度別変化 (Reiche, 1943)

表-5.7 一般的な化学的風化指標 (Gerrard, 1981, Filho et al 1985)

$Ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	silica:alumina ratio
$S_f = \frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	silica:ferric oxide ratio
<div> $Kr = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$ </div> <div> or, $= \frac{SiO_2}{R_2O_3}$ </div>	silica-sesquioxide ratio
$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$	alkali:alumino ratio (a)
$ba = \frac{K_2O + Na_2O + CaO}{Al_2O_3}$	alkali: alumino ratio(b)
$\frac{CaO + MgO}{Al_2O_3}$	alkali earth: alumina ratio
$\frac{CaO}{MgO}$	calci:magnesia ratio
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	potassic:sodic ratio
$\frac{K_2O}{SiO_2}$	potassic:silica ratio
$K = Ki \text{ (weathered rock) } / ba \text{ (sound rock)}$	

$$ADF = \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + H_2O}{FeO + MnO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O} \times 100 (\%)$$

一方、単に2つの化学成分の比だけでなく、3つの化学成分のグループで、風化に伴う化学成分の変化を表現しようとする試みもなされている。

5.2.5 風化度判定法の適用範囲

5.2.1～4に述べた、種々の風化度判定法は、風化岩や風化残積土にわたる広い範囲の風化生成物全てに適用できるわけではなく、欠点のあるものもある。整理すると表-5.8のようになる。

一般に、形態的方法是定量的でないが最近のものは工学的性質について述べているものが多く、便利である一方、鉱物的方法、化学的方法のものは、定量的ではあるが、工学的性質と結びついているものがなく、これだけでは、工学の分野では、不十分と言わざるを得ない。物理的方法のものは、各々、独立した手法であり、風化岩から風化残積土まで広い範囲に適用できるものは多くはない。また、工学的性質についても、力学値がそのまま工学に使用されるため、その他の関連した工学的性質については、まとまったものがほとんどない。そういう意味で、化学的手法（全ての風化度をカバーできる）と物理的試験結果と形態的手法（地質的岩盤分類）を総合的に使用した分類の考案が望まれる。

表-5.8 各種の風化度判定法

分類	方 法		新鮮岩	風化岩	風化残積土	定量的か ?	工学的性質を含む か?
			4	3	2	1	
			V _p (km/sec)				
形態的 方法	Moye	(1955)	←	→			○
	RuxtonとBerry	(1957)	←	→			×
	Little	(1969)	←	→			○
	Dearman 他	(1978)	←	→			◎
	田中治雄	(1964)	←	→			×
	菊地広吉他	(1982)	←	→			◎
物理的 方法	室内試験	一軸圧縮試験	←	→			○
		動的・静的ヤング率	←	→			○
		密度・空隙率		←	→		○
		弾性波速度	←	→			○
		ポイントロード試験	←	→			○
		飽和含水比		←	→		○
		粒度分布			←	→	○
		引張り速度	←	→			○
	原位試験	孔内載荷試験		←	→		○
		平板載荷試験		←	→		○
		シュミットハンマー試験	←	→			○
		標準貫入試験		←	→		○
		透水試験		←	→		○
		弾性波速度	←	→			○
		爆発エネルギー		←	→		○
鉱物的 手法	Mendes	(1966)	←	→			○
	Lumb	(1962)	←	→			○
	菅野	(1957)			←	→	×
	加藤	(1965)		←	→		×
化学的 手法	Reiche	(1943)	←	→			○
	Ruxton	(1968)	←	→			○
	三浦	(1973)	←	→			○

5. 3 ナイジェリア・カドナ地方における風化残積土の工学的土層分類

前節では、主に風化岩の岩盤分類について、従来の研究を整理したが、風化残積土のみを対象とした工学的土層分類についての研究は少ないようである。その理由の1つは、前述したように、風化残積土は、沖積土や洪積土のような運積土と異なり、水による粒子選択や運搬作用を受けていないため、土層区分が明確でないためである。しかしながら、実際の土構造物、構築物の設計や施工においては、どうしても風化残積土地盤の工学的土層分類が必要になってくる。例えば、盛土の品質管理の際、盛土材料の粒度や含水比、土量変化のための乾燥密度、およびひれらの値のバラツキ度合が必要になってくるし、また深度の異なる多くのフーチング基礎の設計には、土層ごとのN値やそのバラツキ度合を知ることが、非常に重要になってくる。

本節では、まず日本の花崗岩質風化残積土であるまさ土の土層分類について概説した後、ナイジェリア、カドナ地方におけるラテライト性およびサブロライト性風化残積土に対し、土層の不均質性に着目した、土層分類について検討する。

5.3.1 風化残積土の土層分類に関する従来の研究

まさ土の土層分類は、従来行われている方法を整理してみると以下の4とうりとなる。

- (1) N値による分類
- (2) 土の微視的構造および間げき比による分類
- (3) 形態的特徴および弾性波速度による分類
- (4) 粒度分布による分類

以下(1)～(4)について簡単な説明を加える。

(1) N値による分類

三浦²²⁾は、島根県のまさ土地帯における土砂崩壊について研究し深さD (m)とN値の間に、

$$D = 16.10 \log N - 123.9$$

の関係があることを見い出した (図-5.7 参照)

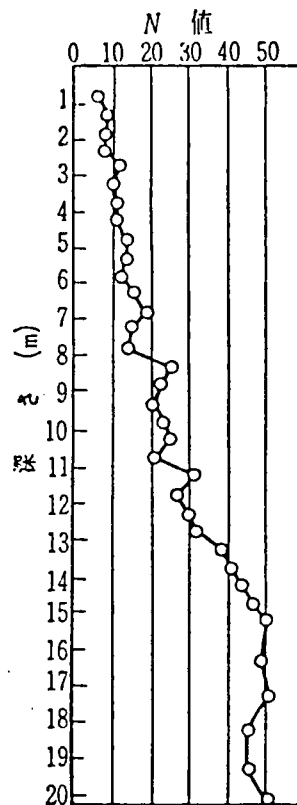


図-5.7 まさ土地盤のN値
(三浦, 一部修正)

竹中³⁸⁾ は、丹後地方のまさ土地盤を調べ以下の結果を得ている。

- ① 花崗岩中の斜長石のすべてが風化し、ハンマーによる打撃が急激に弱くなり、ブロック状のものはハンマー打撃により個々の粒子に分解できるようなまさ土では、N値に換算して、 $N = 300$ ぐらいである。このまさ土は、ツルハシによる貫入はほとんど不可能であり、正長石の大部分は未風化である。
- ② 斜長石の風化部分全体が酸化鉄の染色を受け、全体として茶かっ色あるいは淡かっ色になっている場合、または、リーチングを受けてブロックとしては取り出すことができず、粘着性のない粗砂やレキ集合体に分解するようなまさ土では、 $N = 50 \sim 100$ となる。このまさ土はツルハシで掘ることができるが、スコップの貫入はできない。

一方、松浦らは、広島地方のまさ土地帯における風化程度をN値を中心に分類し、図-5.8の関係をj得ている³⁹⁾。N値による土層分類では、 $N = 5 \sim 20$, $20 \sim 100$, $100 \sim 250$, $250 \sim$ となっている。

松尾⁴⁰⁾らは、大阪府河内長野市のまさ土について研究し、X線回折や強熱減量、土の比表面積のデータも加え、これら研究成果を踏まえ、N値による分類を以下のように行なっている。

- ① 基岩 - $N > 300$ 岩の結合を十分もっている。
- ② 下層（第2風化帯） - $300 > N > 50(100)$: 粒子の固結状態は強固であるが、比表面積に少しの変化がある。粒子の変化はほとんどみられない。
- ③ 中間層（第1風化帯） - $50(100) > N > 20$: 岩の総合状態がゆるみ、地表に向って細粒化が激しく、粒子の変質も著しい。
- ④ 上層（表層） - $20 > N$: 雨水や地下水、炭酸ガス等による粒子の粘土化が顕著であるため、強熱減量が激増する。一方、比表面積が減少する傾向にある。これは、粘土化に伴う土構造の変化に起因すると考えられるが、さらに検討する必要がある。

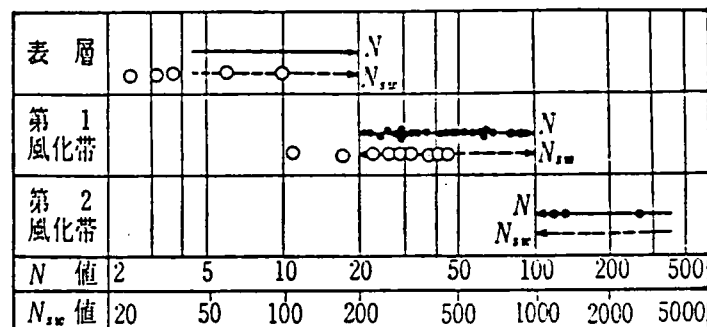


図-5.8 風化程度とN値, N_{SW} 値の関係

(N_{SW} はスウェーデン式サウンディングの値)

(松浦・芳賀, 一部訂正)

(2) 土の微視的構造および間げき比による分類

BaynesとDearman³¹⁾は5.2.3で述べたLumb²³⁾の X_d の定義とLaferber⁴¹⁾のモデルを参考にして、 X_d で表現した風化度の違いにより、風化残積土の微視的構造は、図5.9のように変化するとしている。長石の風化度を表わす

$$X_d = \frac{N_g - N_{go}}{1 - N_{go}}$$

の定義により、図中で、風化した鉱物粒子が長石だと仮定すると

(a) 風化鉱物粒子が30パーセントの場合、 $X_d = 0.2$

(b) 風化鉱物粒子が50パーセントの場合、 $X_d = 0.5$

(b) 風化鉱物粒子が60パーセントの場合、 $X_d = 0.8$

に相当する。

一方、Lumb²³⁾は X_d と風化残積土の間げき比の間に、

$$e = \frac{1 - N_K}{N_K + \frac{N_{go}}{X_K (1 - N_{go})}}$$

の関係があることを発表している。ここで N_K は長石の単位質量当たり生成されるカオリナイトの質量である。いろいろな N_K の値に対して、 e と X_d の関係を示すと図-5.10のようになる。この図によれば、 N_K と X_d の値によって、土の微視的構造が異なり、 $X_d < 0.5$ では、風化残積土は、粒状粒子による格子状の微視的構造になっているが、 $X_d < 0.5$ では、風化残積土は、粘土のマトリックスによる微視的構造に左右される。粘土のマトリックス自身は、 $N_K < 0.5$ ではポーラスな状態となっている。

一方、西田、青山らは、まさ土の風化に伴う、構造の変化を、微視的な間げき径分布と水分吸着特性を調べることにより、求め、表-5.9を得ている⁴²⁾。まさ土地盤を土の間げき率と微視的構造の違いにより、U層、M層、L層の3層に分類し、各々、弾性波速度も合わせて、対比している。その後、彼らは、研究を進展させ、強熱減量と間げき比、および引張り強度の地盤内変化によって、花崗岩質風化残積土では図-5.11に示す4種類の代表的土層断面があることを示している⁴³⁾。

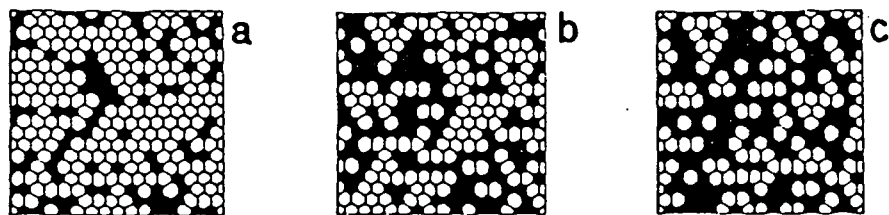
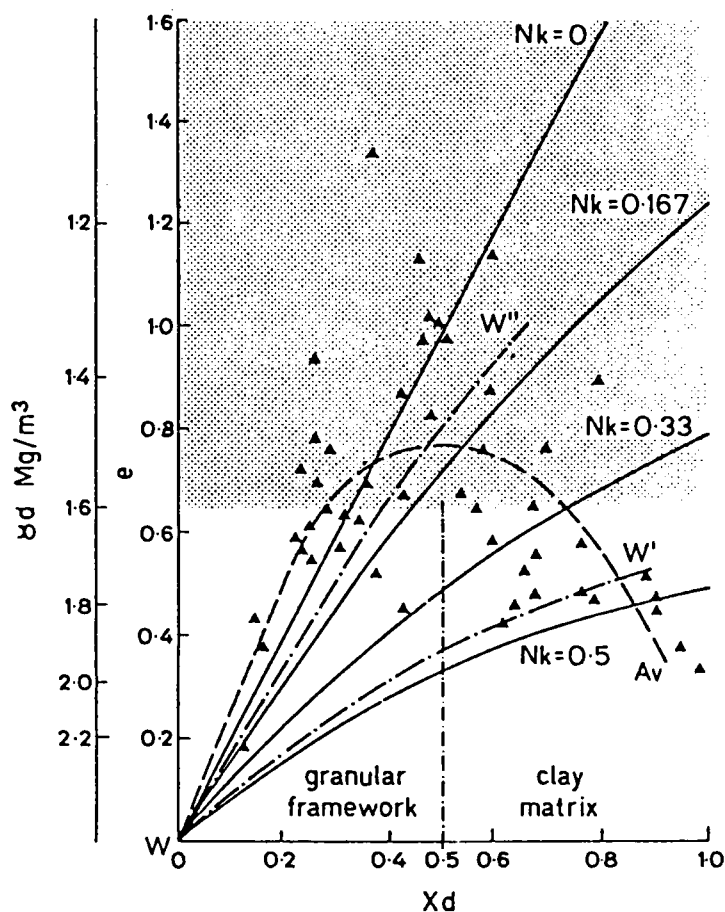


図-5.9 Lafebar(1963)に基づく異なった風化度を表わす微視的構造の統計的なモデル⁴¹⁾
(白い部分は未風化の花崗岩鉱物粒子を、黒い部分は風化鉱物粒子を表わしている)



三角形のデータはLumbのもの

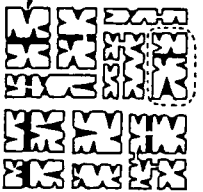

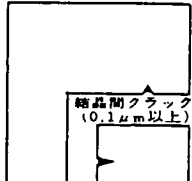
$W_0 - Av$ Lumb' の提唱する花崗岩質風化残積土の発達する一般的な線

$W_0 - W'$ マイクロファブリックを支配する不安定な粘土に発達する線

$W_0 - W''$ 高い間げき率と低い粘土含有量に発達する線

図-5.10 ρ_d , e , N_k と X_d の関係²³⁾ (Lumb(1962)による)

表-5.9 風化層の区分と土構造模式図⁴²⁾

区 分	質 的 変 化	構 造	水との相互作用	構 造 模 式 図	V_p (km/sec)
地 盤 岩	U 化学的变化 粘土鉱物の存在	間隙率は一定ま たはやや減少 結晶粒子の再配 列 比表面積の増大 間隙径の均等係 数減少	団 粒 化 飽和蒸気圧下 における凝集しや すい間隙の減少	結晶内凝縮間隙 ($0.1\mu\text{m}$ 以下) 	0.2~0.3
	M 化学的变化 結晶度の減少 粘土鉱物の生成	間隙率増大過程 結晶内間隙の増 大 比表面積の増大 間隙径の均等係 数増大	凝集しやすい間 隙の乾燥湿潤履 歴の影響大	結晶内凝縮間隙 ($0.1\mu\text{m}$ 以下) 	0.5~0.8
	L 主として物理変 化	間隙率増大過程 結晶粒子間間隙 の増大 比表面積の増大 間隙径の均等係 数減少	飽和蒸気圧下 における凝集しや すい間隙がほと んど見られない	 結晶間クラック ($0.1\mu\text{m}$ 以上)	1.2~1.8

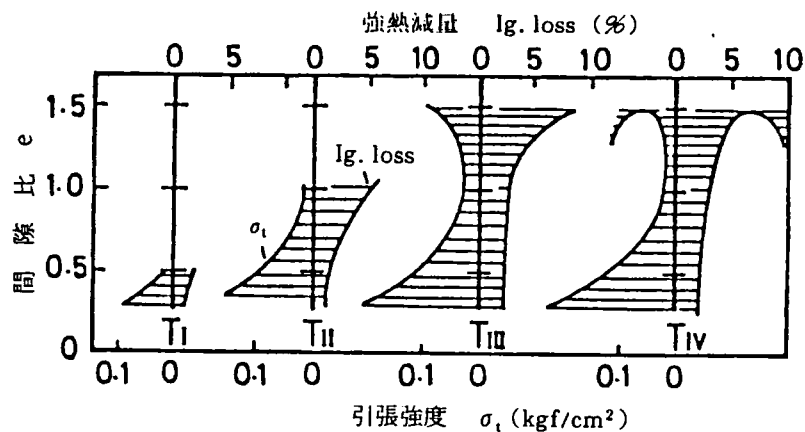


図-5.11 風化残積土断面に表われた風化パターンの分類⁴³⁾

(3) 形態的特徴による分類

田中⁴⁴⁾ は、まさ土地盤の野外観察により、まさ土の強度や結晶の状態、各構成鉱物の色等が、表-5.10 に示すような特徴を整理しており、工学的性質として、掘削し易さ、N値、弾性波速度 V_p 、電気比抵抗 ρ とを関連づけている。

(4) 粒度分布による分類

小野寺らは、愛媛県のまさ土について研究し、粒度分布から、砂質まさ（粘土分15%以上）、シルト質まさ（粘土分5～20%）、砂質まさ（粘土分5%）と3種類に分類している。代表的な工学的性質について、小野寺らの研究を再整理してみると、表-5.11 のようになり粒度分布の点からも、一応、工学的分類ができることがわかる。しかし、これはあくまでまさ土の土質分類であり、まさ土地盤の土層分類については、詳しい検討は行っていない。

表-5.10 花崗岩類の風化度区分（野外調査用）⁴⁴⁾

風 化 度			硬 さ の 状 態					結晶の付着状態	石 英	長 石	黒 雲 母	角 セ ン 石	総合判断
大区分	小区分	岩 質											
I	a	完全風化帯	非常に軟かい	雨 裂 が で き る	ハンマーで足場を作ってもくずれる	テストピースを作ってもこわれる	粘土質・赤色化	すべて分離 粒子間空ゲキ大きい へき開の分離も進んでいる。	細 粒 化	すべて粘土化 ハロイサイト化 カオリン化	（粘土・土・鉱物ミキ） （モントモリロナイト・バーミキュライト）	粘土鉱物化	ブルドーザーで掘削容易
	b	強風化帯	軟 質				等方質 マ サ 異方質		表面平滑	すべて白色化 わずかに粘土化			
II	c	中風化帯（岩）	やや軟かい	雨 裂 が で き な い	足場を作れる	テストピースを成型できる	節理風化	部分的に付着しているが、大気にさらすと急速に分離	表面自然結晶面を保存	半数が白色化	新 鮮	新 鮮	可能 リンパーで掘削
III	d	軽風化岩	硬 質		ハンマーでは足場を作りにくい					テストピースを成型できる			節理風化
	e	未風化岩	非常に硬い	割目や節理にそって結晶の付着力が弱まっている。									

表-5.11 粒度分布によるまき土の分類

土質特性 まき土の種類	強熱減量 (%)	間 げ き 率 (%)	粘土含有率 (%)	自然含水比 (%)	見かけの粘着力 (kg/cm ²)	摩擦角 (°)
粘土質まき	6 ～ 9	50 ～ 60	15以上	20 ～ 30	0.1 ～ 0.4	33 ～ 40
シルト質まき	3 ～ 6	40 ～ 50	5 ～ 20	10 ～ 20	—	40° 付近
砂質まき	1 ～ 3	25 ～ 40	5以下	10以下	0	45° 以上

5.3.2 カドナ地方における風化残積土の統計的性質

地盤の不均質性 (heterogeneity) は、構造物基礎の地耐力、沈下量、造成工事における盛土量の算定等の土木工事にとって基本的に重要な因子である。特に風化残積土の場合、母岩が原位置で風化した残積物であり、運積土の場合のように、水による選択作用を受けてないため、風化度合の違いやその不均一性のため、地盤はかなり不均質であることが予想される。本節では、この地盤の不均質性に特に着目しカドナ地方の風化残積土地盤において原位置における標準貫入試験 (N 値) や室内の三軸圧縮試験における不均質性について検討してみた。

アフリカ・ナイジェリア・カドナ地方のように、地形的はゆるやかなサバンナ気候区の風化残積土地盤では、個々の土質データはかなりばらつきがあるが、地域全体として、ある傾向が存在することが予想される。この点に注目して、3.3.1 で述べた、ナイジェリア、カドナ地方における花崗岩起源のラテライト性風化残積土地盤をそのデータのバラツキに着目して整理してみると表 5.12 のようになる。

風化残積土地盤の深度の違い (風化度の違い) により、間げき率、乾燥密度のバラツキ度合が異なっており、また、強熱減量の値は風化が進むにしたがい、 $5\mu\text{m}$ 以下の粘土分含有量とともに、増加していることがわかる。

(1) N 値の統計的性質^{45), 46)}

カドナ地方の風化残積土地盤における標準貫入試験 (N 値) 結果を示すと図-5.12 のようになる。N 値は間げき率の最大値をとる C 層で 20 以下にあるが、これ以深では、深度の増加とともに増大していることがわかる。日本におけるまさ土地盤の N 値の図-5.7 に示したように深度の増加とともに、単純増加している場合が多く、カドナ地方の場合のように、地盤内で最小値をとることはない。N 値のばらつき度合を示してみると、図に示すように、地表下 12m 未満の上層地盤で N 値の変動係数 $C V$ が $C V \geq 0.5$ とばらつき度合が非常に大きくなっているのに対し、地表下 12m 以深の下層地盤では、 $C V = 0.25 \sim 0.35$ となっている。特に地表下 1~5 m の地盤では、変動係数の値が大きく、この層が、鉄、アルミ分が多く、局部的には、固結していることと対応している。いずれにしても、乾燥密度や間げき率の場合と同様であるが、不飽和の土層地盤は、飽和した下層地盤より、N 値のばらつき度合が、大きいことがわかる。

表-5.12 カドナ地方の風化残積土の物理的性質

深 度 (m)	0	5	12	20~40
乾燥密度 $\rho_d(g/cm^3)$ 変動係数 C V	1.4 ~ 1.8 0.1前後	1.3 ~ 1.7 0.1前後	1.4 ~ 2.0 0.05 ~ 0.07	
間けき率 n (%) 標準偏差 δ 変動係数 C V	35 ~ 50 0.05 ~ 0.07 0.12 ~ 0.18	40 ~ 50 0.05 ~ 0.07 0.12 ~ 0.18	30 ~ 40 0.03 ~ 0.04 0.09 ~ 0.12	
強熱減量 I g-loss (%)	7 ~ 12	5 ~ 7	3 ~ 5	
5 μm 以下の粘土分 (%)	20 ~ 60	10 ~ 30	5 ~ 20	
自然含水比 w_n (%) (乾期)	10 ~ 25	20 ~ 35	15 ~ 30	
飽和度 S_r (%) (乾期)	50 ~ 90	85 ~ 100	100	

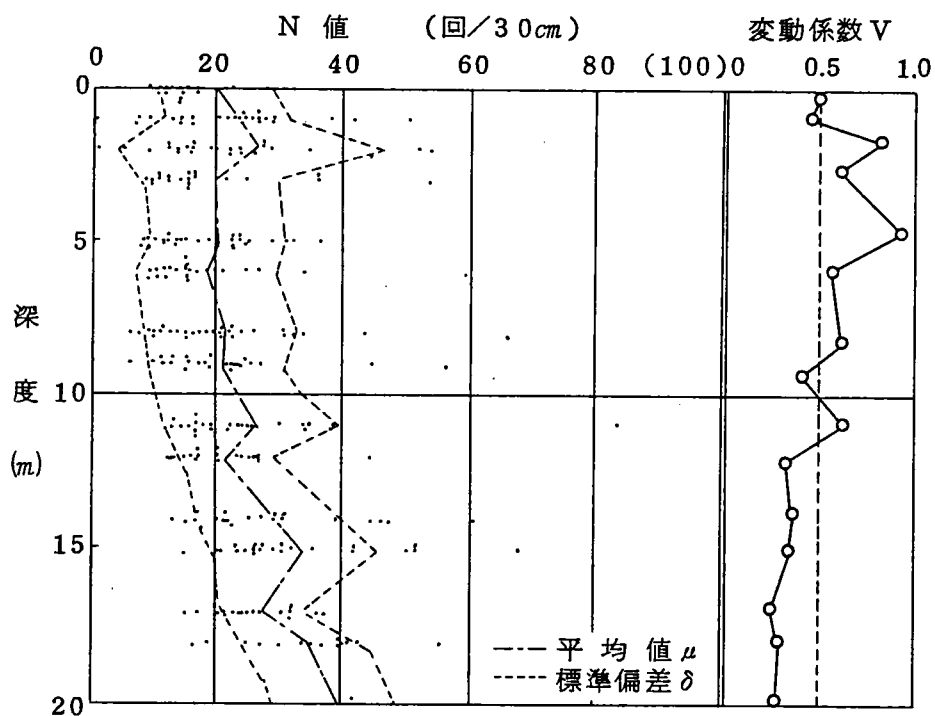


図-5.12 標準貫入試験値 (N 値) の深度変化

地表下 0.3～3m (B層の一部)、5～8m (C層の一部)、12～15m (D層の一部) の各土層グループにおけるN値の分布を調べてみると図-5.13 になる。各グループのN値分布は、有意水準5パーセントで χ^2 検定を行うと、(a) グループ以外、対数正規分布でモデル化できる。Lumbは、ホンコンの花崗岩質風化残積土地盤において、粘着力Cや内部摩擦角 ϕ の分布が、正規分布よりむしろ、ベータ分布に近いことを指摘しているが⁴⁷⁾、これらの結果より、乾期を有する熱帯、亜熱帯地方における風化残積土の強度定数分布は、正規分布ではなく、ひずんだ分布形となることが予想される。これは、風化過程において、風化が地盤内で均質に起こっているのではなく、また、地盤の収縮や再固結化も、不均質に発生しているためと考えられる。なお、図中で $\lambda = E(1/n N)$ 、 $\xi = \sqrt{V_{ar}(1/n N)}$ であり、各々、対数N値の平均値、標準偏差を表わしている。

(2) 三軸圧縮試験値の統計的性質

飽和度 $S_r = 70 \sim 90\%$ の風化残積土に対して、側圧 $49 \sim 147 \text{ kN/m}^2$ 、非圧密非排水状態での三軸圧縮試験(UU試験)の結果を深度毎に示すと図-5.14 になる。深度12m以深の試料は若干砂分が多いためUU試験の意義が薄れるが、地盤上層の試料と比較するため同一の試験を行なった。粘着力 C_u の値は、深度が浅くなり、風化が進む程、増加しており、摩擦角 ϕ_u の値は、地表下9m付近で最低値を示している。、これは、不飽和土層の中では、9m付近の試料が摩擦面 ϕ が最も小さいことを意味している。

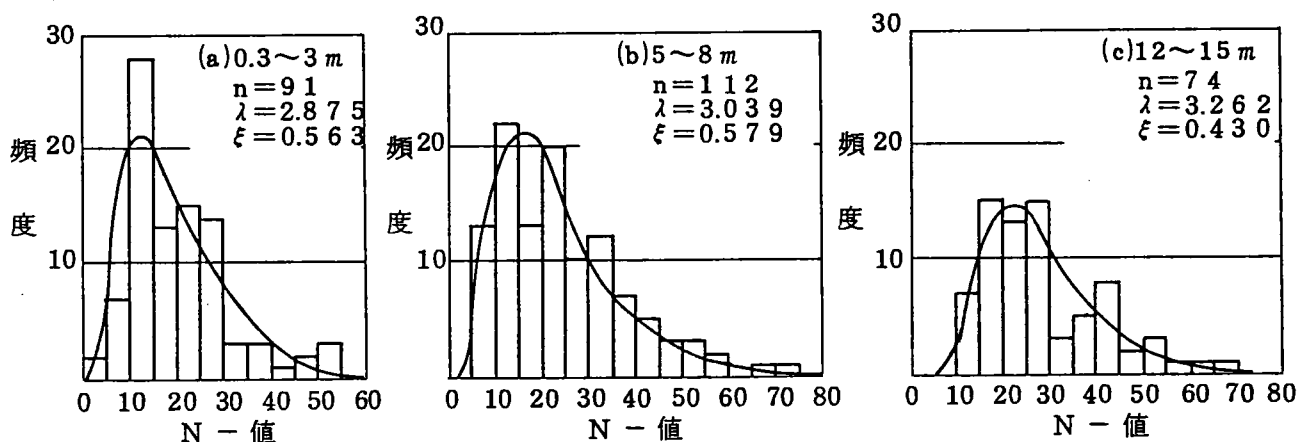


図-5.13 標準貫入試験(N値)の深度別頻度

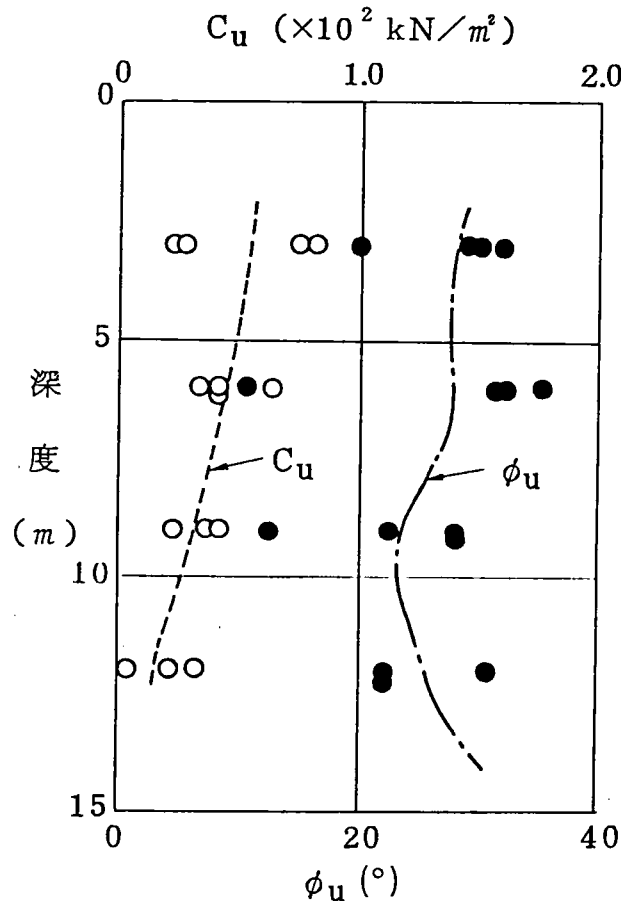


図-5.14 C_u , ϕ_u 値の深度別変化

粘着力 C_u の値や摩擦角 ϕ_u の値が、どのような土質係数と相関があるかを調べるため、各土質係数間の相関係数を調べてみると、表-5.13 のようになる。飽和度 $S_r = 70 \sim 90\%$ の範囲ではあるが、粘着力 C_u は、飽和度 S_r 、自然含水比 w_n 、摩擦角 ϕ_u 、細粒分含有率 ($< 75 \mu m$) とほとんど相関がなく、乾燥密度 ρ_d 、間げき率 n 、一軸圧縮強度 q_u とかなり強い相関があることがわかる。一方、摩擦角 ϕ_u は自然含水比 w_n 、乾燥密度 ρ_d 、間げき率 n と弱い相関を持っている。一般に、締め固めた不飽和土においては、粘着力 C_u は土の乾燥密度 ρ_d 、ひいては、間げき率とは、相関がないことが報告されている⁴⁸⁾。カドナ地方の乱さない不飽和土の場合、図-5.15 に示すように、粘着力 C_u と間げき率 n は、かなり相関が強い。この理由は、1つには、試験の側圧が低いため、他は乾期、雨期の繰り返しを有する熱帯サバンナ気候による風化作用で、土の収縮を伴う地盤の再固結化が発達しているためと考えられる。

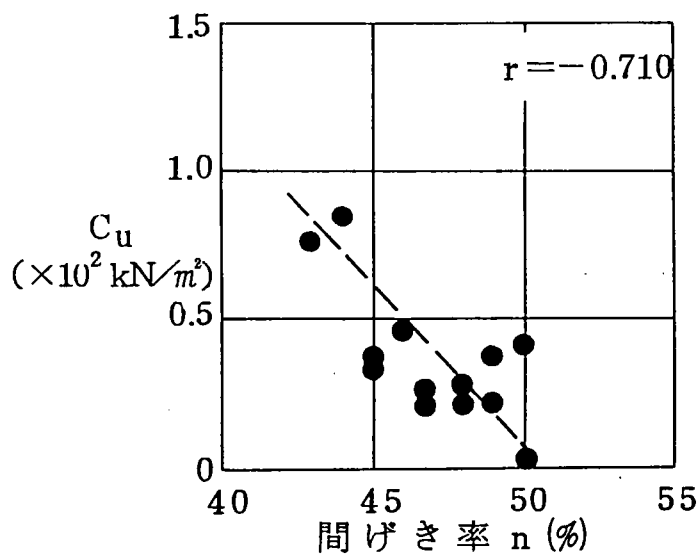


図-5.15 粘着力の C_u と間げき率 n の相関

表-5.13 粘着力 C_u 摩擦角 ϕ_u と土質係数との相関係数 (γ)

	飽和度 S_r	含水比 W_n	乾燥密度 ρ_d	液性限界 LL	塑性限界 PL	一軸強度 q_u	粘着力 C_u	摩擦角 ϕ_u	$< 75 \mu m$	間隙率 n
粘着力 C_u	0.291	-0.254	0.645	-0.376	-0.263	0.737	-	-0.065	0.074	-0.710
摩擦角 ϕ_u	-0.237	-0.511	0.524	-0.212	-0.002	0.247	-0.065	-	0.351	-0.475

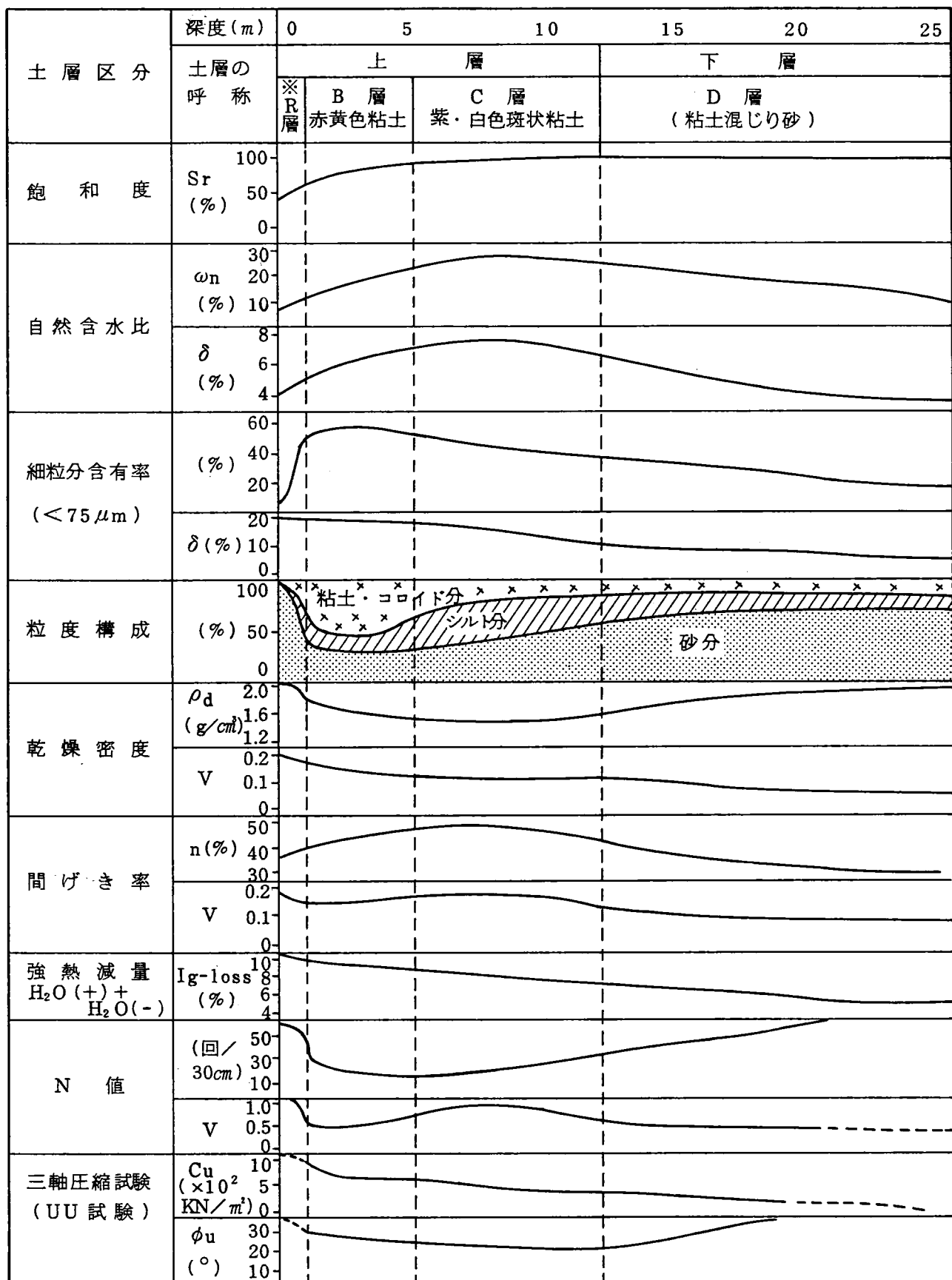
5.3.3 カドナ地方における風化残積土の土層分類

カドナ地方の土層分類については、既に 3.2.2で主に土色に基づいた簡易土層分類を行ったが、本章までの種々の検討成果を十分活用して、単に土色ばかりでなく、定量的裏付けのある工学的土層分類を行う。すなわち、強熱減量、間げき率、粒度分布、自然含水比といった簡便に試験の行える風化度判定手段の他に、N値、 ϕ_u 値、飽和・不飽和の違い、土質諸定数のばらつき度合の違い、粒度構成等を考慮に入れて、土層分類を行う。

カドナ地方における花崗岩起源のラテライト性風化残積土の土性変化および工学的土層分類を示すと図 5.16 のように⁴⁵⁾ 種々の土質パラメーターが風化度や深度の違いにより変化している様子が明確になる。

3.2.2で述べた土色による簡易土層分類は、カドナ地方の場合、結果的にはほぼ妥当な分類であることがわかるが、表 3.2で述べたように、土色は主にC層で、紫色、白色粘土の場所によるばらつきが大きく、土色だけで土層分類を行うには、適切でないと考えられる。

カドナ地方における石油精製基地建設においては、土地造成、構造物基礎、道路等の各種土木工事に際し、図-5.16 に示す工学的土層分類を利用して、工事を行ない、大きな問題もなく、工事を終了することができた。これは、図-5.16 の工学的土層分類がほぼ妥当な分類方法であったためと考えられる。



※ R層：酸化鉄殻

図 - 5.16 風化残積土の地盤特性と工学的土層区分 (δ ; 標準偏差, V : 変動係数)

5. 4 結論

本章では、風化残積土の工学的土層分類について、特にナイジェリア・カドナ地方における花崗岩質風化残積土地盤を取り上げ検討した。

まず第1節では、風化残積土地盤の土層分類を行う工学的意義を明らかにした。ここでは、日本におけるまさ土や、熱帯地方に広く分布するラテライト性土を含めた風化残積土に対し、全地球的な視野に立って、用語の定義や統一、工学的性質の整理が必要なこと、その場合、風化残積土の風化程度とその不均質性に特に着目した分類が必要なことを強調した。

第2節では、風化残積土を含めた風化岩の岩盤分類について、従来行われている方法を整理してみた。すなわち、岩盤分類法を(1)形態的な特徴を主に観察によって判定する方法、(2)物理的な手段を使用する方法、(3)構成鉱物の変化量に着目する方法、(4)化学成分の変化や化学的手段を使用する方法の4つに分類し、各々の方法についてその特徴を述べるとともに、どの程度の風化度の岩盤に適用可能か、定量的かどうか、工学的性質と結びついているかどうか、等の観点から各手法を見直し、整理を行った。

第3節では、ナイジェリア・カドナ地方における花崗岩風化残積土地盤の工学的土層分類を行うため、まさ土を含めた風化残積土の土層分類法について、整理し、従来の方法が、(1)N値による方法、(2)間げき比と土の微視的構造による方法、(3)形態的特徴および弾性波速度による方法、(4)粒度分布による方法に大きく分類できることを明らかにした。ナイジェリア・カドナ地方における花崗岩質風化残積土の工学的土層分類に当っては、間げき率、土の乾燥密度、粘土分含有量、強熱減量、土色、N値、三軸圧縮試験(UU試験)等の工学的諸特性とともに、特に風化度の違いやそのばらつき度合の違いという観点から間げき率、N値等の値が地盤上層(GL-12mより以浅)で大きく、不均質の度合いが大きいことに着目して図-5.16に示すような土層分類を行ない、7章に示す実際の施工でその適用を試みた。

参考文献

- 1) C.Ollier : Weathering(Second edition)PP.137~147,1984
- 2) C.R.Twindale : Granite Landforms,Elsevier Scientific Publishing Company,1982
- 3) R.L.Folk,F.B.Patten : Buttyess expansion and development of grus in Central Texas,Zeitschrift fur Geomorphologie pp.17 ~ 32,1982
- 4) T.Sueoka,I.K.Lee,M.Muramatsu,S.Imamura;Geomechanical properties and engineering classification for decomposed granite soils in Kaduna district, Nigeria,First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils,Vol.1,pp.175 ~186,1985.2 Brazil
- 5) J.S.Nogami,W.Hachich:Characterization,identification and classification of tropical soils,First International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils,Progress Report 1,1985.2 Brazil
- 6) D.G.Moye : Engineering geology for the Snowy Mountains Scheme,The Journal of Institute of Engineers,Australia,pp.287 ~298,1955
- 7) B.P.Ruxton,L.Berry : The weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong,Bulletin of the Geological Society of America,68, PP.1263 ~92,1957
- 8) M.J.Selby ; Hillslope materials and processes,Weathering processes, pp.5~29, Oxford Press,1982
- 9) W.R.Dearman,F.J.Baynes,T.Y.Irfan:Engineering grading of weathered granite, Engineering Geology,12, pp.345~374, 1978
- 10) Z.T.Bieniawski : Geomechanics classification of rock masses and its application in tunneling,Proc.3rd Int.Cog.Rock.Mech.Vol.2,Part A, pp27~32, 1974
- 11) N.Barton,R.Lien,J.Lunde ; Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support,Rock Mechanics Vol.6,No.4,PP189~236, Springer-Verlog , 1974

- 12) G.E.Wickham,H.R.Tiedmann,E.H.Skinner : Support determinations based on geological predictions,North American Rapid Excavation and Tunnelling Conference,Chicago,Proceedings Vol.1,pp.43~ 64,1972
- 13) 田中治雄 : ダム基礎岩盤分類規準, 土木技術者のための地質学入門、山海堂、1964
- 14) 菊地広吉, 齊藤和雄, 楠健一郎 : ダム基礎岩盤の安定性に関する地質工学的総合評価について, 第14回国際大ダム会議提出論文, 1981
- 15) 齊藤徳美, 阿部 司, 九里尚一 : 花崗岩類の風化に関する研究 (Ⅱ) 物理探鉱, Vol. 24.No.5,PP.10~ 15,1971
- 16) T.Onodera,R.Yoshida : Weathering and its relation to mechanical properties of granite,Proc.3rd Cong.of Int.Soc.Rock Mech. Vol. II A,pp,71.1974
- 17) T.Y.Irfan,W.R.Dearman : Engineeing clasification and properties of weathered granite,Bulletin of Int.Assoc.Eng.Geol. No.17,pp.79 ~ 90,1978
- 18) A.A.Hamrol ; Quantitative classification of the weathered and weatherability of rocks,Proc.Int.Conf.Soil Mech.Found.Eng.5th,Paris,2,pp.771 ~774.1961
- 19) Y.Kato : Mineralogical study of weathering products of granodiorite at Shinshiro City II. Weathering of prinary minerals—stability of primary minerals, Soil Science and Plant Nutrition,Vol.10,No.6,pp258~263,1964
- 20) 木宮一邦 : 花崗岩類の物理的風化指標としての引張強度、地質学雑誌、第81巻 第 6 号, pp349 ~364.1975
- 21) 宮原健児, 西尾喬夫 : 風化帯の地盤の強度についての一考察, 物理探鉱, Vol.25, No.3, pp.127~130.1972
- 22) 三浦 清 : 豪雨によって発生する花崗岩山地の崩壊現象とその特質, 応用地質, 7巻 3号, pp145 ~158,1967
- 23) P.Lumb : The properties of decomposed granite.Geotechnique 12.(3) PP226 ~243.1962
- 24) 橋川, 宮原 : 風化花崗岩の構造とその工学的意義について (その1) 応用地質, 第15巻 2号, pp.1~11, 昭和49年 6月
- 25) 松尾新一郎 : まさ土の特性と問題点、土と基礎 Vol.23.No.2,pp1 ~8,1975.2

- 26) C.E.Marshall : A petrographic method for the study of soil. formation process, Soil Science Society of America, Proc.5, 1940
- 27) C.G.Stephen : A study of rock weathering with reference to the soils of the Maluern Hills II, Journal of Soil Sci.Vol.3, No.2, pp219 ~ 237, 1940
- 28) 菅野, 本荘, 有村 : 花崗岩類に由来する赤黄色土の粘土鉱物 (第1報) 日本土壤肥料学会誌、第28巻, 第2号 pp9 ~ 12 , 1957
- 29) Y.Kato : Mineralogical study of weathering product of granodiorite at Shinshiro City IV, Weathering of primary minerals(2), Mineralogcal charactercstics of weathering of weathered mineral grains, Soil Science and Plant Nutrition, Vol.11, No.1, pp30~40, 1965
- 30) F.M.Mendes, L.A.Barrows, F.P.Rodrigus: The use of modal analysis in mechanical classification of rock masses, Proc. 1st Cong. Int. Soc. Rock Mechanics, Vol.1, pp217 ~ 223 , 1966
- 31) F.J.Baynes, W.R.Dearman : The relationship between the microfabric and the engineering properfies of weathered granite, Bulletin of Int. Ass. of Eng. Geol. pp191 ~ 197, 1978
- 32) J.P.Miller : Solutes in small streams draining single rock types, Sangre De Cristo Range, New Mexico, U.S.Geological Survey Water Supply, Papar No.1535-F, pp23
- 33) F.C.Loughnan : Chemical weathering of silicate materials, American Elsevier Publishing Company. 1969
- 34) S.S.Gouldich : A study in rock-weathering, Journal of Geology, Vol.XLVI, pp17 ~ 58, 1938
- 35) P.Reiche : Graphic representation of chemical weathering, Journal of Sedimentary Petrology, Vol.13, No.2, pp58~ 68, 1943
- 36) B.P.Ruxton : Measures of the degree of chemical weathering of rocks, Journal of Geology, Vol.76, pp518~527, 1968

- 37) 三浦 清：深成岩の風化に関する研究（第1報）－新第三紀末の赤色風化作用による
江津深成岩体の風化、応用地質、Vol.14, No.3, pp1～16, 1973
- 38) 竹中準之介，渡辺興一：まさ土中の切取斜面、第22回土木学会年次学術講演会概要，
1967, III pp～33
- 39) 松浦 誠，芳賀保夫：直接基礎の基盤としてのまさ地盤、第18回土質工学シンポジウ
ム－まさ土－昭和48年度発表論文集，土質工学会，pp89～92, 1973
- 40) 松尾，西田，中井，澤：まさ土地盤のサウンディングの現状紹介、土と基礎 Vol.24，
No.7, pp39～43, 1973
- 41) D.Lafebar ; On the spatial distribution of fabric elements in rock and soil
fabrics. Fourth Australian and New Zealand Conf.Soil Mech.Found.Eng.pp185～
199.1963
- 42) 西田一彦，青山千彰：花崗岩風化層の間げき径分布と水分吸着特性について、応用地
質20巻 1号，pp3～12.1979.
- 43) 西田，青山：物理強度特性からみた乱さないまさ土の分類；土木学会論文集，第 325
号，Ⅲ-2, pp159～168, 1984.
- 44) 田中恭一：まさ土地帯におけるフィルダム築造の問題点と対策；土と基礎，23巻 5号，
pp35～42, 1975.5
- 45) 末岡，小山，佐藤；ナイジェリア・カドナ地方における花崗岩質風化残積土の地盤工
学的考察，土木学会論文集 第346号／Ⅲ-1 pp67～76, 1984. 6
- 46) 末岡，村松，今村，谷澤；ラテライト性土地盤の統計的性質に基づく土層分類，地
盤工学におけるリスク評価手法に関するシンポジウム，土質工学会，pp41～46，
昭62年 5月
- 47) P.Lumb ; Safety factors and probability distribution of soil strength，
Canadian Geotechnical Journal.Vol.7.pp225～242.1970
- 48) 松尾，黒田：不飽和土の土質諸係数と破壊確率に関する一考察，土木学会論文報告集，
第 208号 pp65～75, 1972年12月

6. 花崗岩質風化残積土の化学的風化特性と風化指標

6. 1 風化残積土の化学的風化とその研究の意義

岩石の化学的風化は、岩石の変質過程の主要な部分であり、単に地質学や農学の上で重要であるばかりでなく、風化残積土や風化岩を取り扱う地盤工学者 (Geotechnical Engineer)にとっても、非常に重要な意味をもっている。5.2.4で述べたように、風化残積物の化学的風化程度を評価するため、数種の指標が提案されているが、これらの指標は、あるものは、風化の初期段階、あるものは、風化の最終段階、すなわち、ラテライト性土やラテライトの段階のみ、取り扱ったものがほとんどであり、地球構成物である岩石とその変質生成物である風化岩、サプロライト、風化残積土、ラテライトといった、広い風化過程全体を取り扱ったものは少ない。また、これらの指標は、土壌学者や、地質学者によって提案されたものであり、以下のような概念を含む新しい化学的風化度指標が望まれている。

- ① 化学的風化過程全体を取り扱うことができる。
- ② 工学的な目的にも使用できる。
- ③ 比較的簡単な概念で、どちらかというと経験的にも理解できる表現法である。

化学的風化指標については、前章でも、若干紹介したが、次のような提案がなされている。すなわちReiche¹⁾(1943)は、“風化能力指標”(Weathering Potential Index)と風化生成指標(Product Index)という2つの指標を、以下のように定義し、化学的風化傾向を表現しようとした。

$$WPI = \frac{100 \times (Na_2O + K_2O + CaO + MgO - H_2O) \text{ モル}}{(Na_2O + K_2O + CaO + MgO + SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3) \text{ モル}}$$

$$PI = \frac{100 \times (SiO_2) \text{ モル}}{(SiO_2 + TiO_2 + R_2O_3) \text{ モル}}$$

2つの指標で表現した例を図-6.1に示す。しかしながらReicheの提案は、化学的風化の傾向が、直接、工学と結びついているわけではなく、また、実際的な工学者が使うには、やや複雑な表現法という感じが否めない。

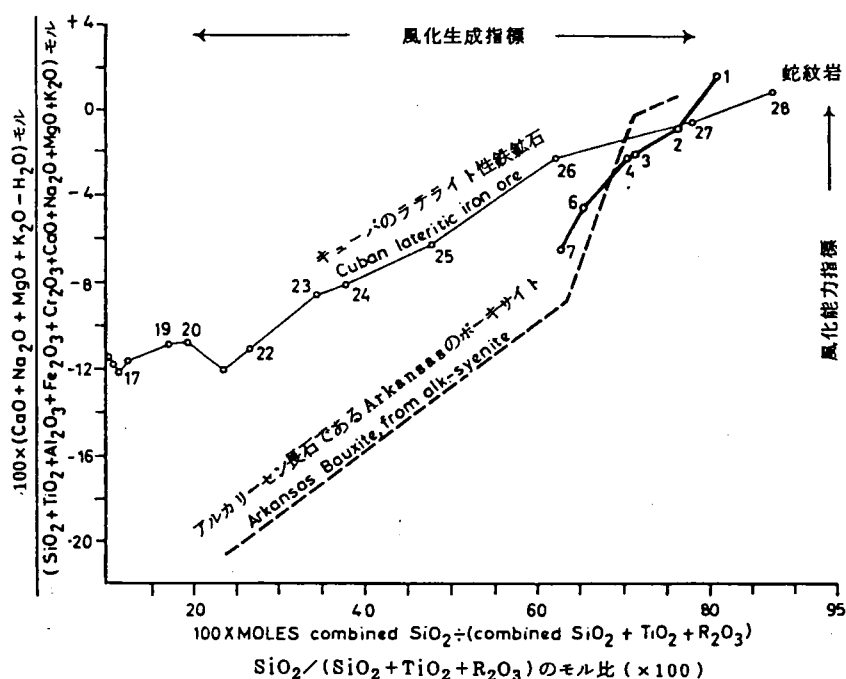


図-6.1 Reicheの方法

Ruxton²⁾ (1968)は、シリカーアルミナのモル比が風化指標としてすぐれているとし、排水条件が良好な地盤に対して、以下の指標を提案している。

$$SAR = \frac{(SiO_2) \text{ モル}}{(Al_2O_3) \text{ モル}}$$

彼の提案した指標は、簡便で、もし、工学者が使うとしたなら、便利な方法と考えられるが、風化岩や、初期段階の風化残積土においては、シリカーアルミナ比がほとんど変化しないことがわかっており、工学的に重要な風化段階を表現するには、不十分と言わざるを得ない。

一方、三浦は、以下の表現に基づく、絶対的化学的新鮮度 (Degree of the Absolute Chemical Freshness)を提案している³⁾。

$$ADF = \frac{\frac{FeO + MnO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + H_2O (+)} \text{ (風化岩)}}{\frac{FeO + MnO + MgO + CaO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + H_2O (+)} \text{ (新鮮岩)}} \times 100 (\%)$$

三浦はさらに、ADFによって、岩種の異なる岩石の化学的風化度も比較できるとしている。

大見らは、シリカとアルミナおよび強熱減量のモル比を使い、以下の式を風化安山岩の化学的風化指標に適用している⁴⁾。

$$SAIR = \frac{(SiO_2) \text{ モル}}{(Al_2O_3 + H_2O(+)) \text{ モル}}$$

彼らは、風化安山岩の物理的試験結果と化学的風化度を対応させており、SAIRは、化学的風化指標として使用できるとしている。

以上、述べたように、化学的風化が風化岩および風化残積土の主要な変質過程でもあるにもかかわらず、工学的な分野に適用した例は皆無に近く、また①②③に示した条件に合う、化学的風化度判定指標もないというのが現状であろう。

本章では、まず、オーストラリア、ナイジェリア、日本において現地調査を行い、花崗岩質風化残積土の化学成分を分析し、地球上の花崗岩および風化残積土を扱う際の共通のスケールとして、新しい化学的風化指標を提案している。さらに、この新しい化学的風化指標により、まさ土を含めた世界各地の花崗岩質風化残積土の化学的風化傾向、風化程度を定量的に把握するとともに、化学的風化指標により、世界各地の風化残積土に関する土層分類、風化度分類、土質用語の定義を行なっている。

6. 2 風化残積土の化学分析

6.2.1 試験箇所と使用データ

試料としては、オーストラリア・ダーリングレンジ地方、ナイジェリア・カドナ地方、日本・鳥取市のものを使用した。これらの試料の物理的性質については、既に3章で述べている。その他、木宮の研究⁵⁾した三河高原の風化花崗岩のデータ、三浦の研究した島根県江津の風化殻のデータ³⁾、同じく島根県木次のデータ⁶⁾も使わせていただいた。

(1) オーストラリア・ダーリングレンジ

試料は、西オーストラリア州ダーリングレンジ地域のボーキサイト鉱床の掘削斜面から採取した。試料の主な特徴は、既に表-3.3に示した。

(2) ナイジェリア・カドナ地方

試料は、ナイジェリア・カドナ地方の建設に伴うサンプリングにより、採取した。試料の主な特徴は既に表-3.2に示した。

(3) 鳥取市布勢地区

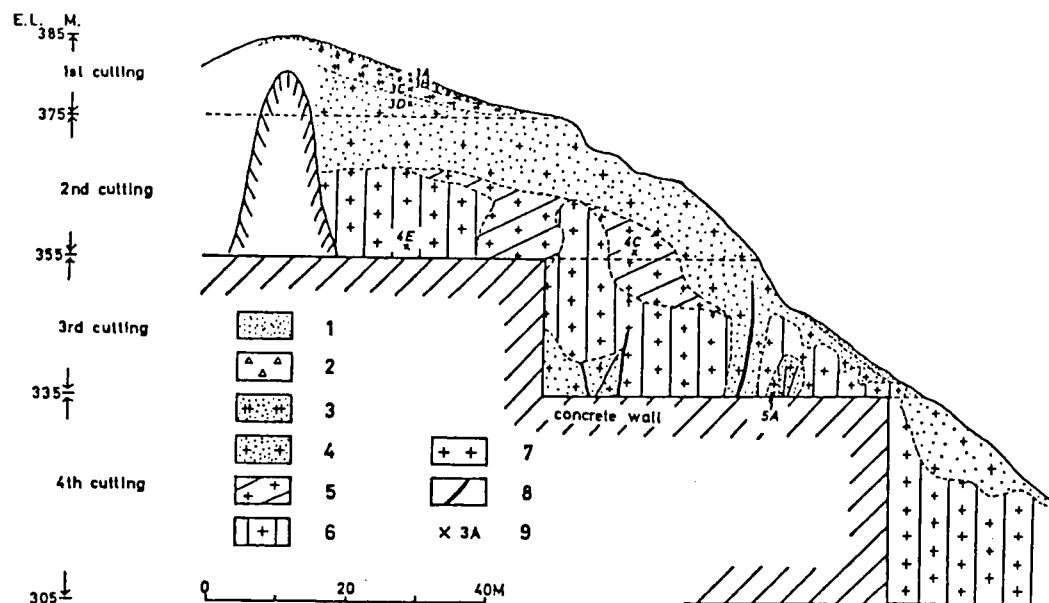
試料は、鳥取市布勢地区のまさ土地域の土地造成斜面から採取した。試料の主な特徴は既に表-3.4に示した。

(4) 三河高原

試料は、木宮が研究した三河高原のダム建設箇所のデータを使用した⁵⁾。三河高原の位置は3章図-3.8に示してある。三河高原は、白亜紀に生成された花崗岩からなっており、ダムサイトでは、木宮により、図-6.2のように地質断面が観察された。各土層の主な特徴を表-6.1に示す。1961年から1970年の間、試料採取地である三河高原では、年平均気温が13.5℃～14.8℃、年間降雨量は1430mmから1670mm程度が記録されている。

(5) 島根県木次

三浦によって地質学的研究が行われた第三紀の花崗閃緑岩であり、島根県木次町付近に分布する。調査地点は、上部約4 mが大山降下や三瓶降下の火山灰であり、その下に厚い風化残積土が発達している。花崗岩の主成分鉱物は、石英、針長石、正長石、黒雲母、角閃石からなり、少量の磁鉄鉱、磷灰石、クサビ石、ジルコンなどを含む⁷⁾。風化土層は赤色に変色している。この調査地点では、標準貫入試験を



- 1:土壌 (第Ⅶ帯), 2:クリーピングマサ, 3:マサ B (第Ⅵ帯)
 4:マサ A (第Ⅴ帯), 5:風化花崗岩 B (第Ⅳ帯), 6:風化花崗岩 A (第Ⅲ帯)
 7:花崗岩 B (第Ⅱ帯), 8:厚い粘土層, 9:化学分析用試料採取位置とその番号

図-6.2 矢作第一ダム左岸の標識露頭における風化分布図⁵⁾

表-6.1 屋外における肉眼観察を主とする風化分帯表⁵⁾

風 化 分 帯	野 外 で の 特 徴	平均的厚さ
zone Ⅶ 土 壌 (soil)	露頭最上部に存在し草や木の根が密集している。マサ B との間にクリーピングマサ* の存在する場合もある。	1 m 以下
zone Ⅵ マサ B (masa B)	全体が一様に風化し砂状を呈する。長石、黒雲母はかなり粘土化しているので、軽く手で握るとかたまりとなる。本帯を欠く場合もある。マサ A との境ははっきりしている。	2 m 以下
zone Ⅴ マサ A (masa A)	全体が一様に風化し砂状を呈する。粘土分はマサ B にくらべて少なく、軽く手で握ってもかたまりとならない。節理面の跡は厚さ 1 cm 程度の粘土層となっている。風化花こう岩 B との境ははっきりしている。	10~20m 時に 40~50m
zone Ⅳ 風化花こう岩 B (weathered granite B)	長石は指頭で粉碎できるほど風化し、岩石全体としてもかなり風化しているが、一様な風化ではなく、節理面は残っている。粘土分はほとんどなく、ハンマーで軽くたたくと砂状となり、岩塊とならない。風化花こう岩 A とは漸移する。	5~10m
zone Ⅲ 風化花こう岩 A (weathered granite A)	長石は白濁するが、岩盤としての組織を残しており、節理面もはっきりしている。ハンマーで軽打してもくいこまず、軟かい部分は砂状になるが、硬い部分は 10cm 程度の岩塊となる。花こう岩 B とは漸移する。	20~30m
zone Ⅱ 花こう岩 B (granite B)	黒雲母の周辺に鉄サビ色のくまが生じているが、ハンマーで軽打したぐらいでは割れない。花こう岩 A とは、漸移する。	20~40m
zone Ⅰ 花こう岩 A (granite A)	新鮮なもので、風化作用の影響を全くまたはほとんど受けていない。	

* マサがクリーピングにより移動したもの、または地表水、風などの営力によりリワークして再堆積したもの

行っており、その結果を図-6.3に示す。深度約20mまで標準貫入試験が可能であり、この深度付近まで最低まさ化が進行していると考えられる。

(6) 島根県江津

当地点も三浦により地質学的調査がなされており、既に図-3.8に示したように、島根県東部に位置している。調査地点は、都野津層と呼ばれる鮮新-更新統の火山灰が古第三紀に貫入したと思われる石英閃緑岩をおおっており、第三紀以降の温暖な気候の影響を受け、赤色風化土となっている⁶⁾。調査断面の層序と試料採取した位置を示すと、図-6.4のようになる。

6.2.2 試験方法

風化岩および風化残積土の化学的風化度を判定するため、化学分析、強熱減量、C E C、X線回折、電子顕微鏡観察等、種々の化学的試験を行った。強熱減量、C E C、X線回折、電子顕微鏡観察の手順は、4章で既に述べたので、本節では、化学分析の方法について述べる。

化学分析は、地質調査所編・地球科学的試料の化学分析法2の第Ⅲ部 系統的分析方法および第Ⅲ部 機器分析法に従い行った⁸⁾。使用した分析方法を整理すると表-6.2のようになる。主な手順は以下のとおりである。

(1) $H_2O(-)$

- ① 試料 0.5 g (m g) を重量既知 (m_1 g) の白金るつばで秤量する。
- ② 105～110℃で2時間乾燥する。
- ③ デシケータ中で放冷し、質量をはかる。
- ④ 更に1時間乾燥し、デシケータ中で放冷後質量をはかる。
- ⑤ この操作を恒量 (w_2 g) となるまでくり返す。

⑥ $H_2O(-)$ を
$$H_2O(-) = \frac{(m + m_1) - m_2}{m} \times 100 (\%)$$

によって求める。

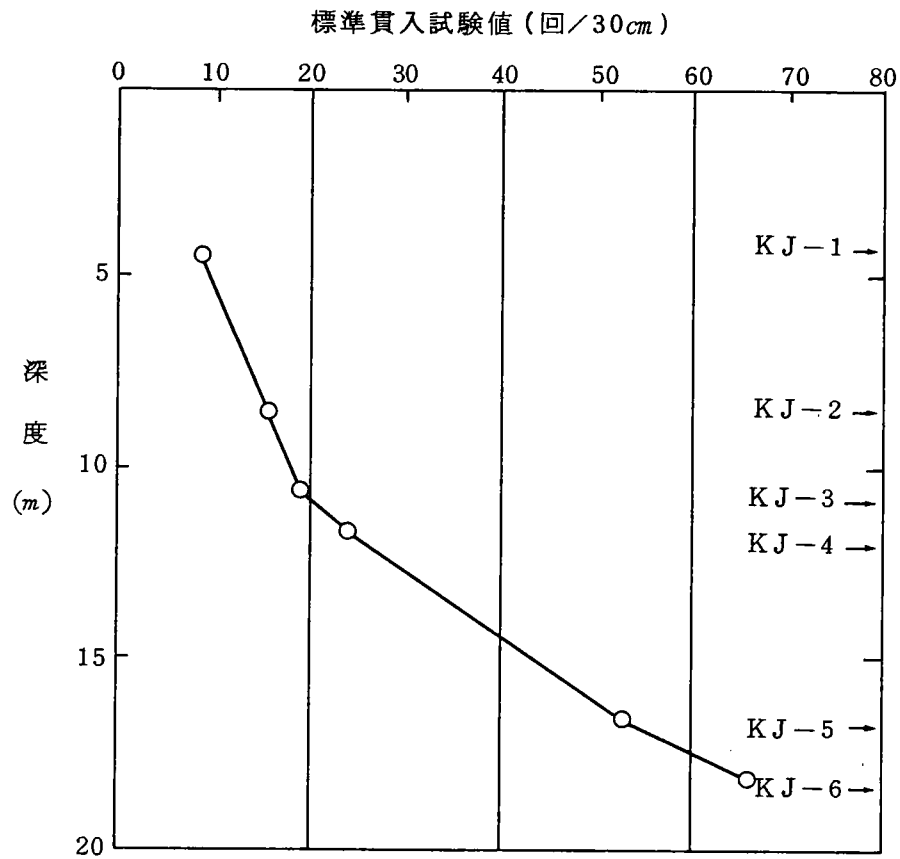


図-6.3 木次における風化残積土地盤の標準貫入試験

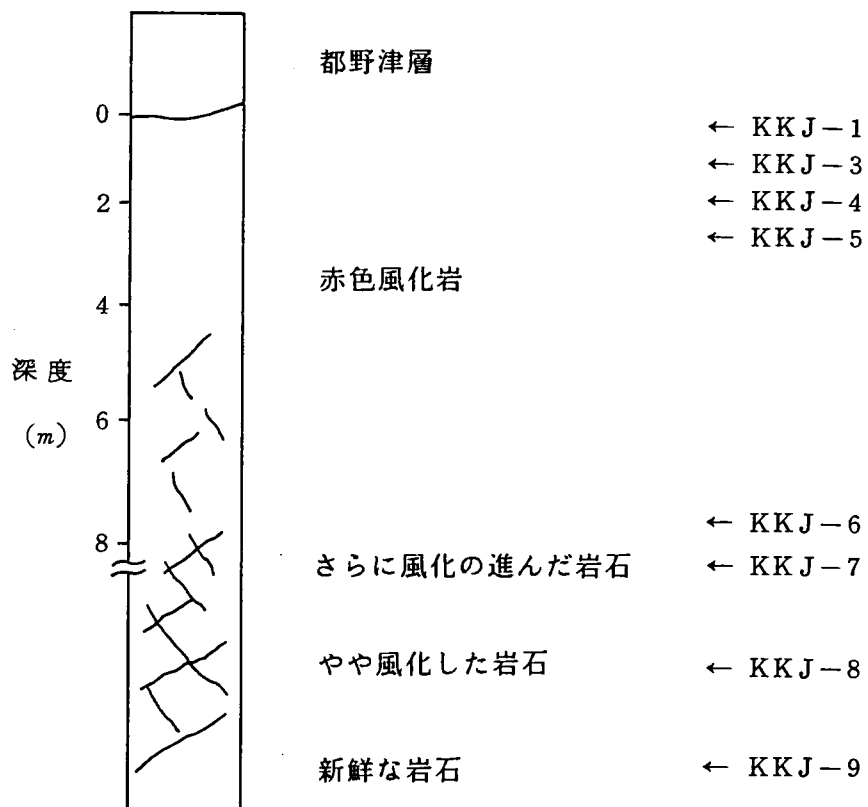


図-6.4 江津における風化花崗岩の断面 (三浦による)

表-6.2 化学分析の方法（地球化学的試料の化学分析法2および3）⁸⁾

大分類	分析 方法	分 析 す る 化 学 成 分
第Ⅲ部 系統的分析方法	けい完全塩分岩析石方の法	湿分 (H_2O) 二酸化けい素 (SiO_2) 酸化第二鉄 (Fe_2O_3) トータル鉄は原子吸光法で定量 酸化第一鉄 (FeO) 化合水 ($\text{H}_2\text{O}+$) ペンフィールド法
	けい迅速塩分岩析石方の法	二酸化チタン (TiO_2) 過酸化水素吸光光度法 酸化ナトリウム (Na_2O) 炎光光度法 酸化カリウム (K_2O) 炎光光度法 酸化アルミニウム (Al_2O_3) オキシソルビトール吸光光度法 (JIS K0102)
第Ⅲ部 機器分析 方法	(けい) 原子吸光分光分析法	全酸化第二鉄 ($\text{T-Fe}_2\text{O}_3$) 酸化マンガソ (MnO) 酸化カルシウム (CaO) 酸化マグネシウム (MgO)

(2) SiO_2

- ① (1) で H_2O (-) を定量した試料を徐々に加熱し、 $600\sim 700^\circ\text{C}$ で約30分強熱し放冷する。
- ② Na_2CO_3 (1) と K_2CO_3 (1) を徐々に加え試料を良く混合する。
- ③ 徐々に加熱後、強熱し、十分に融解する。
- ④ 融成物を白金るつぼごと磁製蒸発皿に入れ、 H_2O 20mlを加え、水浴上で加温する。
- ⑤ HCl (1 + 1) 30ml を、発泡に注意しながら、徐々に加える。
- ⑥ 発泡が終了した後、時計皿を水洗いして除き、白金るつぼに付着した沈殿を洗い落とす。
- ⑦ 試料を蒸発固化し、析出した塩類を押しつぶし粉末にする。
- ⑧ 砂浴上に移し、約 160°C で1～2時間加熱放冷し、 HCl 10mlを加え、再乾固し、含水けい酸を脱水し、不溶性けい酸とする。
- ⑨ 放冷し HCl (1 + 1) 10mlを加え再び加温し、 H_2O 50mlを加えろ過する。
- ⑩ HCl (1 + 50) で数回洗浄し、蒸発皿に付着した SiO_2 をロ紙上に移す。
- ⑪ 熱水で十分に洗浄し、沈殿物をロ紙ごと白金るつぼに入れる（保存しておく）。
- ⑫ NaOH (1 %) 5mlを蒸発皿に入れ、加熱し、これにロ液を移し、再び蒸発乾固する。この操作を繰り返す。
- ⑬ 沈殿をロ紙ごと先の白金るつぼに入れ、低温で加熱し、ロ紙を灰化する。
- ⑭ $1000\sim 1050^\circ\text{C}$ で約1時間強熱する。
- ⑮ デシケータ中で放冷し、重量を測定、さらに20分間の強熱後、重量を測定する。
- ⑯ この操作を恒量 (m_1 g) とするまで繰り返す。
- ⑰ SiO_2 となった試料を水でしめし、 H_2SO_4 (1 + 1) を 2～3滴、 HF を10ml加え、砂浴上で蒸発乾固する。
- ⑱ $1000\sim 1050^\circ\text{C}$ で約15分間強熱し、デシケーターで放冷後、質量 (w_2 g) を計る。次式により SiO_2 (%) を求める。

$$\text{二酸化けい素} (\text{SiO}_2) = \frac{m_1 - m_2}{m} \times 100 (\%)$$

(3) TiO_2 二酸化チタン

過酸化水素、吸光光度法で行う。

- ① 試料を 0.5 g 白金皿に取り、 H_2O をしめらした後、 H_2SO_4 (1 + 1) 5 ml、 HNO_3 2 ml、 HF 10 ml を加え、砂浴上で分解、 H_2SO_4 の白煙が出はじめるまで蒸発させ、冷却する。
- ② 白金皿の内壁を水洗いし、再び加熱、白煙を約 5 分間、激しく発生させ、放冷させる。
- ③ H_2SO_4 (1 + 1) 10 ml、 H_2O 10~20 ml と試料を 100 ml メスフラスコに入れ、さらに H_2O_2 (1 + 9) 5 ml と H_2O を加える。
- ④ 試料を波長 $n \cdot m$ 410 で吸光度測定する。

(4) H_2O (+) 化合水

ペンフィールド法を使用する。

- ① 重量既知のペンフィールド管に試料を約 0.5 g 入れ、質量を計る。(試料の質量 (w g))
- ② 中球部を水で湿した布で包み、メッセルバーナーで徐々に加熱する。
- ③ 10 分間強熱した後、室温で冷却する。
- ④ ゴム栓をはずして質量 (m_1 g) をはかる。
- ④ 100℃ 以上加熱して、内部の水分を揮散・放冷して質量 (w_2 g) をはかる。

$$\text{化合水 } (\text{H}_2\text{O} (+)) = \frac{m_1 - m_2}{m} \times 100 - [\text{H}_2\text{O} (-) \%]$$

(5) FeO 酸化第一鉄

- ① 試料 0.5 g (m g) を白金るつぽに入れ H_2O を数滴、 H_2SO_4 (1 + 1) 5 ml、 HF 10 ml を砂浴上で加熱する。
- ② H_2O 300 ml とほう酸 (飽 40) 10 ml を入れてビーカー (500 ml) に白金るつぽを入れる。

- ③ $N/20 \cdot KMnO_4$ (過マンガン酸カリウム) 標準液で滴定し、微紅色となる点を終点 (v ml) とする。

$$\text{酸化第一鉄 (FeO)} = \frac{0.003593 \times v}{W} \times 100\%$$

- (6) $T-Fe_2O_3$ 全鉄、 MnO 酸化マンガン、 CaO 酸化カルシウム、 MgO 酸化マグネシウム

原子吸光法による

- ① 試料 0.5 g を白金皿またはテフロンピーカーに取る。
- ② H_2O 数滴と、 HNO_3 5ml、 HF 10ml を加え蒸発乾固する。
- ③ さらに HNO_3 5ml、 HF 5ml、 $HClO_4$ 5ml を加え蒸発乾固する。
- ④ HCl (H 1) 10ml を H_2O 20ml を加え、加温溶解し、100ml メスフラスコへ移入する。
- ⑤ $SrCl_2$ 溶液 10ml を加え H_2O で定容とし、原子吸光法で Fe 、 Mn 、 Ca 、 Mg を定量測定する。

測定波長	Fe	248.3nm
	Mn	279.5nm
	Ca	422.7nm
	Mg	285.2nm

- (7) Na_2O 酸化ナトリウム、 K_2O 酸化カリウム

炎光光度法による。

- ① 試料 0.5 ~ 1.0 g を白金皿またはテフロンピーカーに入れ H_2O で温し、 HNO_3 5ml、 HF 10ml を加え、蒸発乾固する。
- ② HNO_3 5ml、 HF 10ml を加え、蒸発乾固する。
- ③ HNO_3 5ml、 HF 10ml、 $HClO_4$ 5ml を加え蒸発乾固する。
- ④ H_2O 20ml、 HCl (1 + 1) 5ml を加え、加温溶解、冷却する。
- ⑤ 100ml メスフラスコに移し、定溶とする。

⑥ 炎光光度法でNa、K定量する。

測定波長	Na	589nm
	K	767nm

(8) Al_2O_3

オキシシロ吸光光度法による。

- ① 酸化ナトリウム、酸化カリウム定量に作成した試料溶液から一定量 (Al_2O_3 として 0.1mg以下) 200mlビーカーに分取する。
- ② NH_4OH (1+2) を加え、pH約 3.5に調節する。
- ③ 塩化ヒドロキシルアミン10パーセント溶液 1ml、1、10-フェナトロリン 0.5パーセント溶液 1mlと H_2O を加え約80mlとし、15分間放置する。
- ④ 8-キノクノール 1%溶液 3ml (オキシシロ 2g + 酢酸 5ml + H_2O)、酢酸アンモニウム15%溶液10ml、 NH_4OH (1+2) または HCl (1+2) で pH5.2~ 5.5に調節。
- ⑤ pH 5.2~ 5.5に調節し、200ml分液ロートに移入し、クロロホルム20mlを加え、1分間混ぜる。
- ⑥ クロロホルム層を分離し、別の分液ロートに移す。
- ⑦ $KCN + NH_4Cl$ 混合液25ml KCN 2%液に NH_4Cl を少量ずつ溶かし、pH9 ~ 9.5にし、振り混ぜ放置する。
- ⑧ クロロホルム層を共せん試験管に入れ、 Na_2SO_4 (無水) 1gを入れ水分を除く。
- ⑨ クロロホルム層をnm 390で吸光度を測定する。

6.2.3 試験結果

試料の化学分析の結果を表-6.3~表 6.8に示す。

花崗岩およびその風化残積土の化学成分、および、目視による土層の分類も含ませて述べている。

表-6.3 化学分析

試料採取場所：オーストラリア，ダーリンググリーンジ，ボディントン
 母岩：花崗岩と班レイ岩
 補足：著者および母岩のみGilkesによる調査

試料	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	合計	分類
DR-1	(0)	17.32	33.03	34.13	2.70	0.08	0.11	0.04	0.06	-	2.43	9.8	0.29	100.05	ピノリス状
2	(1.5)	11.80	32.78	31.22	1.80	0.08	0.05	0.02	0.04	-	2.51	19.18	0.27	100.35	塊状ボーキサイト
3	(6)	39.28	24.29	19.03	1.00	0.27	0.11	0.18	0.04	-	1.80	13.47	0.05	99.52	土
4	(12)	47.90	32.06	2.17	0.50	0.91	0.85	0.25	0.02	-	0.24	14.01	0.40	98.81	土
5	(15)	49.80	33.42	0.84	0.66	0.28	0.76	0.16	0.01	-	0.24	13.34	0.46	99.97	土
6(P)	-	66.4	15.7	3.75		4.60	4.90	1.30	3.05	0.06	0.41	(0.5)	(0.5)	(101.17)	新鮮岩

表-6.4 化学分析

試料採取場所：ナイジェリア，カドナ
母岩：花崗岩
補足：著者による調査

試料	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	合計	分類
KN-1	(0)	38.5	27.0	21.2	0.22	0.79	0.36	.087	.023	.031	-	10.2	0.80	99.21	ラデライト (固結している)
2	(2)	55.5	18.3	14.6	0.37	0.14	0.44	.15	.042	.14	-	6.54	1.67	97.89	赤色土
3	(6)	61.4	22.7	5.3	0.33	0.92	0.34	.025	.005	.139	-	5.33	1.51	97.89	斑状粘土
3(P)	(8)	56.6	21.9	9.9	0.25	1.04	0.36	.031	.002	.005	-	6.11	0.47	96.64	紫色粘土
3(W)	(8)	66.1	23.9	0.74	0.14	0.79	0.33	.019	.008	.008	-	6.04	2.7	100.37	白色粘土
4	(15)	62.7	15.2	8.37	0.91	0.20	1.66	1.62	.073	.070	-	5.55	0.72	97.01	青白色土
5(P)	-	63.7	15.4	0.65	5.78	3.06	3.82	1.85	2.61	.093	-	0.52	0.08	97.60	新鮮岩

表-6.5 化学分析

試料採取場所：日本・鳥取

母岩：花崗岩

補足：著者による調査

試料	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	合計	分類
TJ-2	(4)	71.6	15.9	1.28	0.29	0.43	3.55	0.16	0.89	.028	-	4.04	1.08	99.65	まさ土
3	(9)	72.3	15.3	1.31	0.22	0.55	4.72	0.20	0.66	.059	-	2.88	1.06	99.75	まさ土
4	(13)	70.5	16.5	1.13	0.29	0.63	4.81	0.22	0.94	.029	-	3.12	1.12	99.89	まさ土
5	(22)	73.5	16.9	0.86	0.33	0.38	4.55	0.19	0.89	.111	-	0.73	0.84	99.55	風化花崗岩
6(P)	(30)	72.8	13.3	0.93	0.51	2.90	5.15	0.19	2.34	.024	-	0.76	0.62	102.4	新鮮岩に近い

表-6.6 化学分析

試料採取場所：日本・三河高原
母岩：花崗岩
補足：木宮による調査⁵⁾

試料	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	合計	分類
NJ-1	(0.5)	66.25	17.98	0.64	1.10	0.78	4.39	-	0.22	0.33	.39	6.77	1.70	100.25	クリーピングまき (VII)
2	(2)	68.64	17.93	1.80	0.48	1.17	4.47	-	0.19	0.04	.20	4.28	1.00	100.20	まき-B (VI)
3	(5)	69.39	16.87	2.10	0.19	1.09	4.53	0.21	0.06	0.04	.21	4.35	1.18	100.22	まき-A (V)
4	(10)	71.02	16.44	1.59	0.52	2.07	4.77	-	0.66	0.05	.38	2.53	0.30	100.33	風化花崗岩B (IV)
5	(24)	71.72	15.33	1.69	0.26	2.92	5.12	0.17	0.92	0.05	.22	1.63	0.15	100.18	風化花崗岩A (III)
6	(30)	73.47	14.40	0.91	1.24	3.28	4.27	0.12	1.02	0.07	.24	1.10	0.10	100.22	花崗岩B (II)
7(P)	-	70.81	15.40	0.19	1.69	3.18	4.57	-	1.21	0.06	.23	1.07	0.03	100.44	花崗岩A (I)

表-6.7 化学分析

試料採取場所：日本・島根県，木次
 母岩：花崗岩
 補足：三浦による調査⁶⁾

試料	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	合計	分類
KJ-1	4.2	60.41	19.93	4.47	0.74	0.58	2.49	1.07	0.50	0.05	.74	6.77	2.69	100.44	土
2	8.2	63.37	17.38	4.74	0.80	0.68	2.27	1.18	0.71	0.03	.61	5.41	2.16	99.34	土
3	10.2	67.02	11.38	7.85	1.06	1.12	2.58	1.56	2.07	0.02	.67	4.06	1.32	100.71	土
4	11.2	64.70	13.06	7.19	1.11	1.15	2.71	1.59	1.13	0.05	.51	4.16	1.92	99.28	土
5	16.2	66.00	15.30	4.10	0.86	1.00	2.42	1.49	1.33	0.04	.60	4.19	1.67	99.02	土(まき土)
6	17.7	66.21	14.98	4.21	1.24	1.71	2.80	1.27	1.49	0.03	.60	3.64	1.65	99.83	土(まき土)
7	22.2	67.21	14.16	3.96	1.00	3.24	2.15	1.50	3.05	0.04	.54	2.77	1.30	100.92	土(まき土)
8	24.3	66.78	14.26	4.74	1.10	2.89	2.21	1.36	1.67	0.05	.44	2.48	1.38	99.36	?
9	28.5	67.20	14.23	4.36	0.90	2.57	1.86	1.51	2.18	0.03	.49	2.11	1.61	99.01	?
10	38.2	67.46	13.64	4.17	1.13	3.20	2.13	1.52	2.44	0.03	.61	1.55	1.35	99.23	?
11	42.2	67.02	14.17	3.78	1.15	3.12	2.04	1.58	2.99	0.06	.60	1.20	1.29	99.00	風化花崗岩
12	51.2	67.94	13.92	3.68	1.15	3.22	1.89	1.55	3.59	0.02	.44	0.91	0.83	99.16	風化花崗岩
13	65.2	69.87	14.80	2.15	0.96	3.71	2.00	0.85	3.48	0.03	.29	0.51	0.46	99.21	新鮮岩に近い
14(P)	-	66.30	15.24	1.76	2.42	3.64	2.48	2.11	3.91	0.07	.55	1.06	0.24	99.78	新鮮岩

表-6.8 化学分析

試料採取場所：日本・島根県，江津

母岩：花崗岩

補足：三浦による調査³⁾

()：上層を2 mと仮定

試料	深度(m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	H ₂ O(+)	H ₂ O(-)	合計	分類
KKJ-1	(2.15)	63.93	21.11	3.18	0.07	0.09	1.07	0.26	0.02	0.00	.69	7.34	1.70	99.42	土
2	(2.25)	62.88	19.72	5.31	0.00	0.10	1.11	0.45	0.02	0.01	.62	7.20	2.07	99.46	赤色土
3	(3.0)	65.33	17.71	6.93	0.00	0.10	1.31	0.29	0.05	0.01	.56	6.70	1.39	100.38	赤色土
4	(4.0)	63.95	18.63	6.55	0.00	0.12	2.22	0.25	0.05	0.00	.60	5.83	1.68	99.84	赤色土
5	(4.5)	63.94	18.72	5.92	0.00	0.12	2.13	0.26	0.05	0.02	.60	6.42	1.34	99.49	赤黄色土
6	(9.5)	65.34	17.51	5.10	0.00	0.22	4.18	0.34	0.05	0.04	.54	5.20	1.20	100.18	土
7		64.72	16.47	5.06	0.56	0.34	4.92	1.08	0.08	0.40	.63	4.13	1.51	99.91	風化岩
8		68.96	13.98	2.70	1.68	2.77	3.90	0.89	1.09	0.07	.44	2.02	0.82	99.82	風化岩
9(P)		67.81	13.86	1.76	3.02	2.94	3.46	1.57	2.80	0.09	.47	1.23	0.30	99.30	新鮮岩

6.2.4 まとめ

花崗岩質風化残積土地盤における化学的風化度を定量化するため、風化残積土試料の化学分析を行なった。本節で得られた結果を整理するとつぎのようになる。

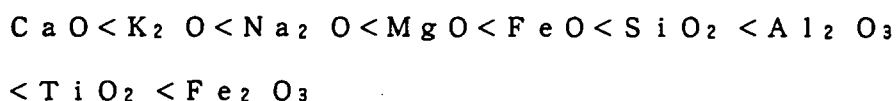
- (1) ナイジェリア・カドナ地方，オーストラリア・ダーリングレンジ付近，日本・鳥取市の花崗岩質風化残積土断面において、深度毎の試料を採取し、地球科学的試料の化学的分析法2の第Ⅲ部の方法にしたがって、化学分析を行ない、表 6.3～ 6.5 の分析結果を得た。
- (2) 既存の資料として、木宮による三河高原のまさ土断面の化学分析データ、三浦による島根県木次の花崗閃緑岩および島根県江津の石英閃緑岩の風化残積土の化学分析結果も深度毎の全化学成分結果がわかり、風化傾向の把握のために用いた。

6. 3 花崗岩質風化残積土の化学的風化特性

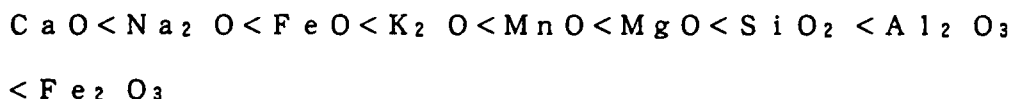
6.3.1 異なる気候区における化学的風化傾向

6地点の土層断面における化学成分の変化を各化学成分の深度毎のものと母岩における化学成分の比としてプロットすると図-6.5～図-6.10 のようになる。各化学成分の変化は、例えば SiO_2 （各深度毎）/ SiO_2 （母岩）というように表わされることになる。これらの地点の化学成分の溶脱（化学的風化）し易さの順序を整理してみると以下のようなになる。（不等号の右の化学成分程溶脱し難い成分）

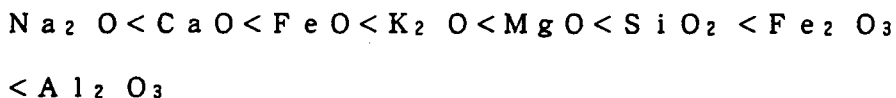
○ オーストラリア・ダーリングレンジ



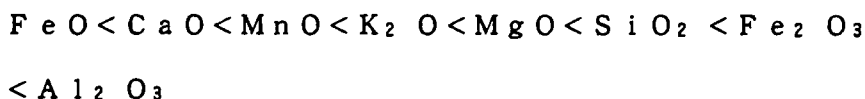
○ ナイジェリア・カドナ



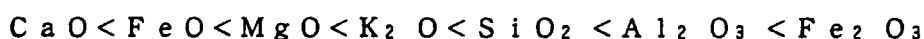
○ 日本・鳥取



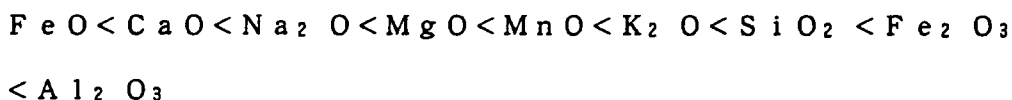
○ 日本・三河高原



○ 島根県木次



○ 島根県江津



これらの化学成分の溶脱し易さ（し難さ）の傾向は、多少の違いはあるが、以下の順序が共通の溶脱傾向となっている。

① 全てのアルカリおよびアルカリ土類金属、すなわち、 CaO 、 Na_2O 、 FeO 、 K_2O 、 MnO 、 MgO

② SiO_2

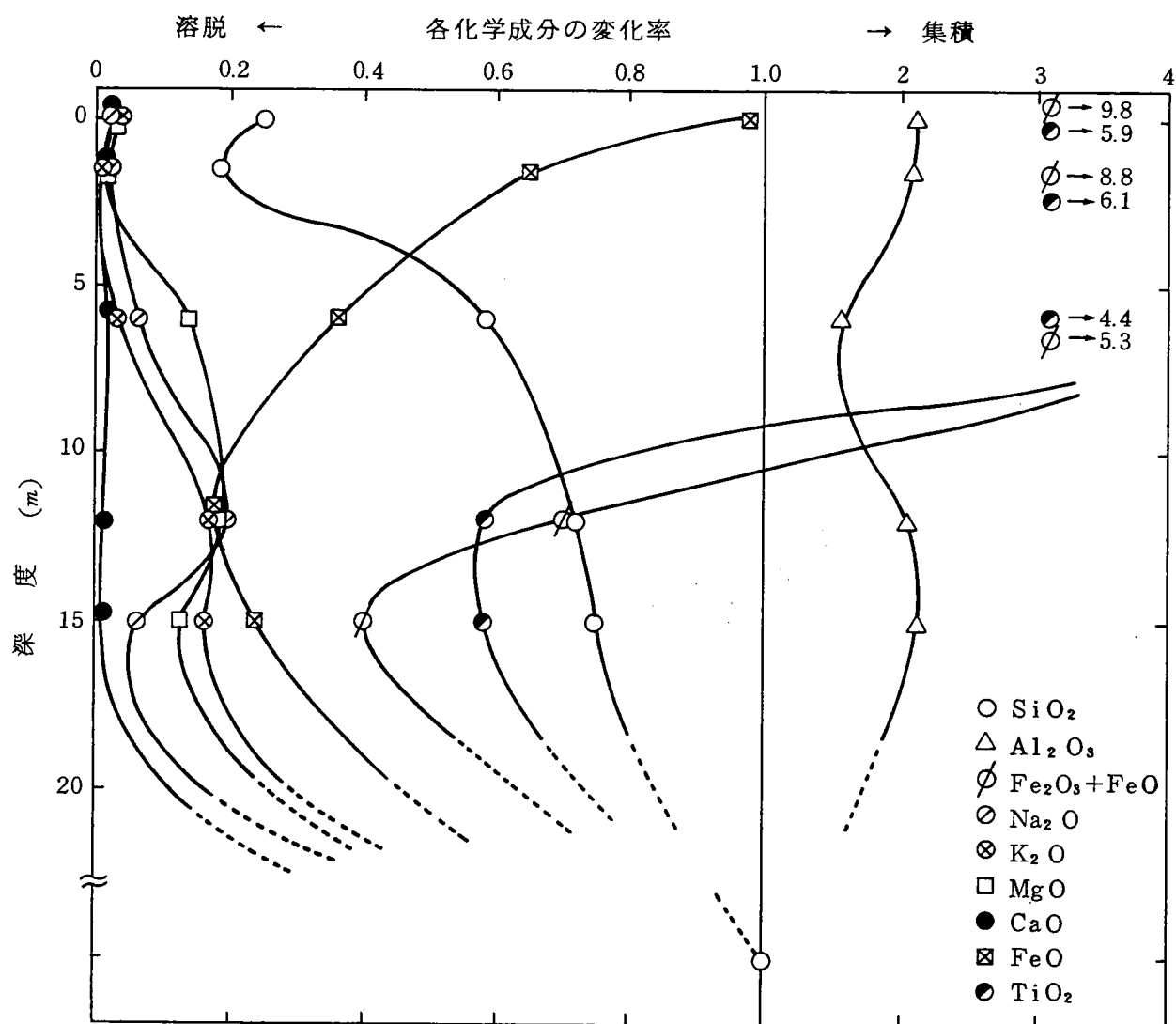


図-6.5 ダーリングレンジにおける化学成分の深度別変化

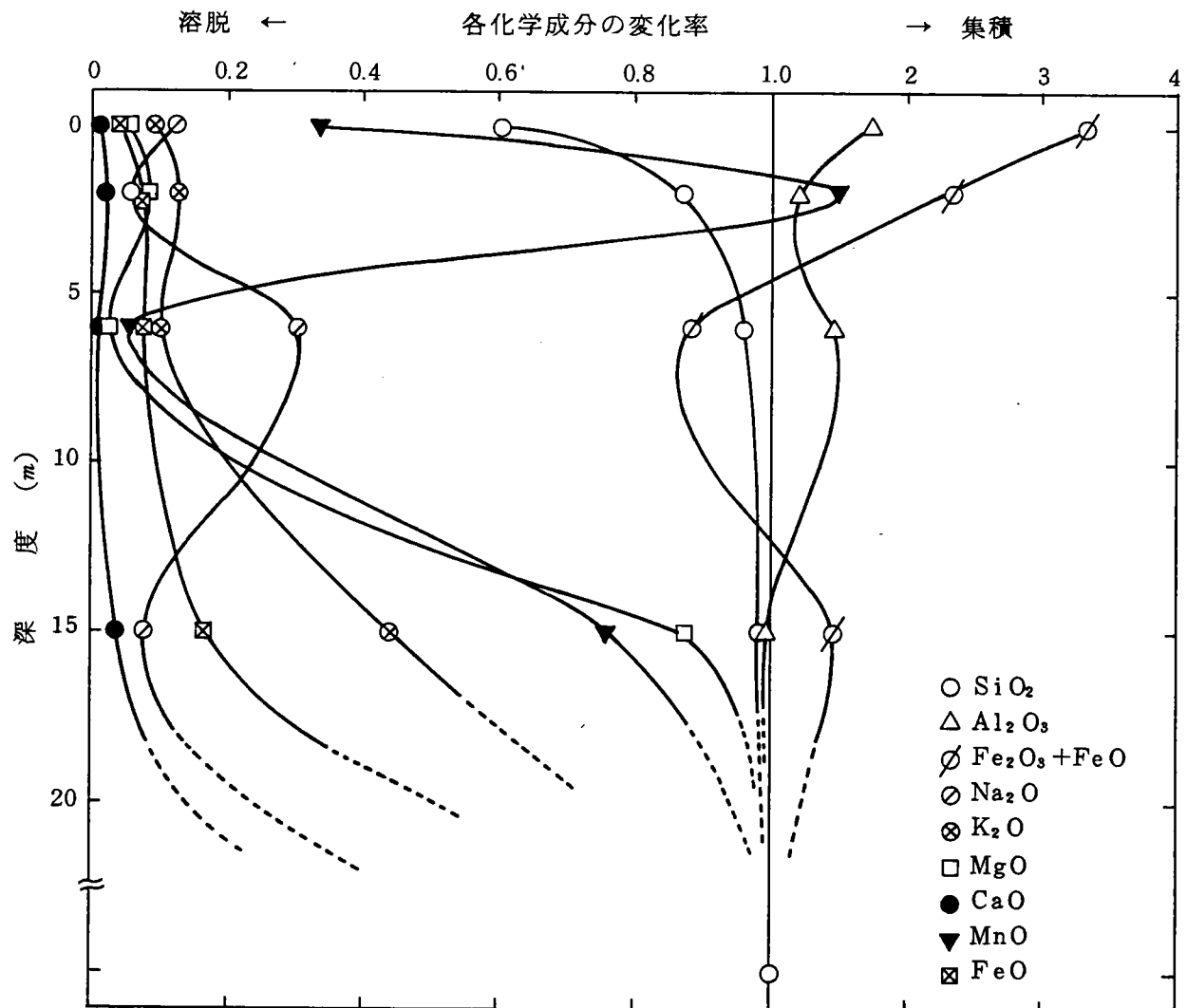


図-6.6 カドナにおける化学成分の深度別変化

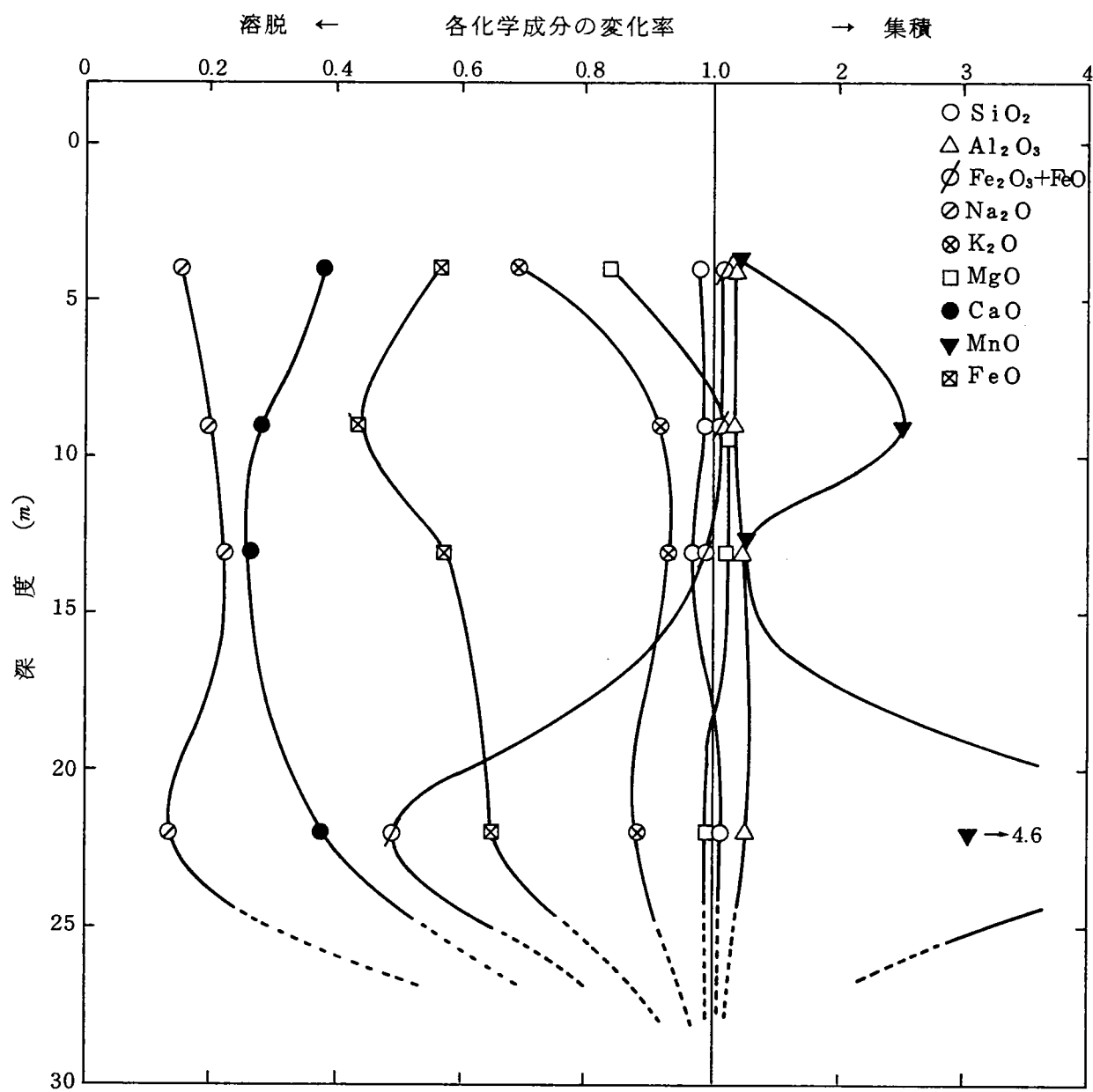


図-6.7 鳥取市における化学成分の深度別変化

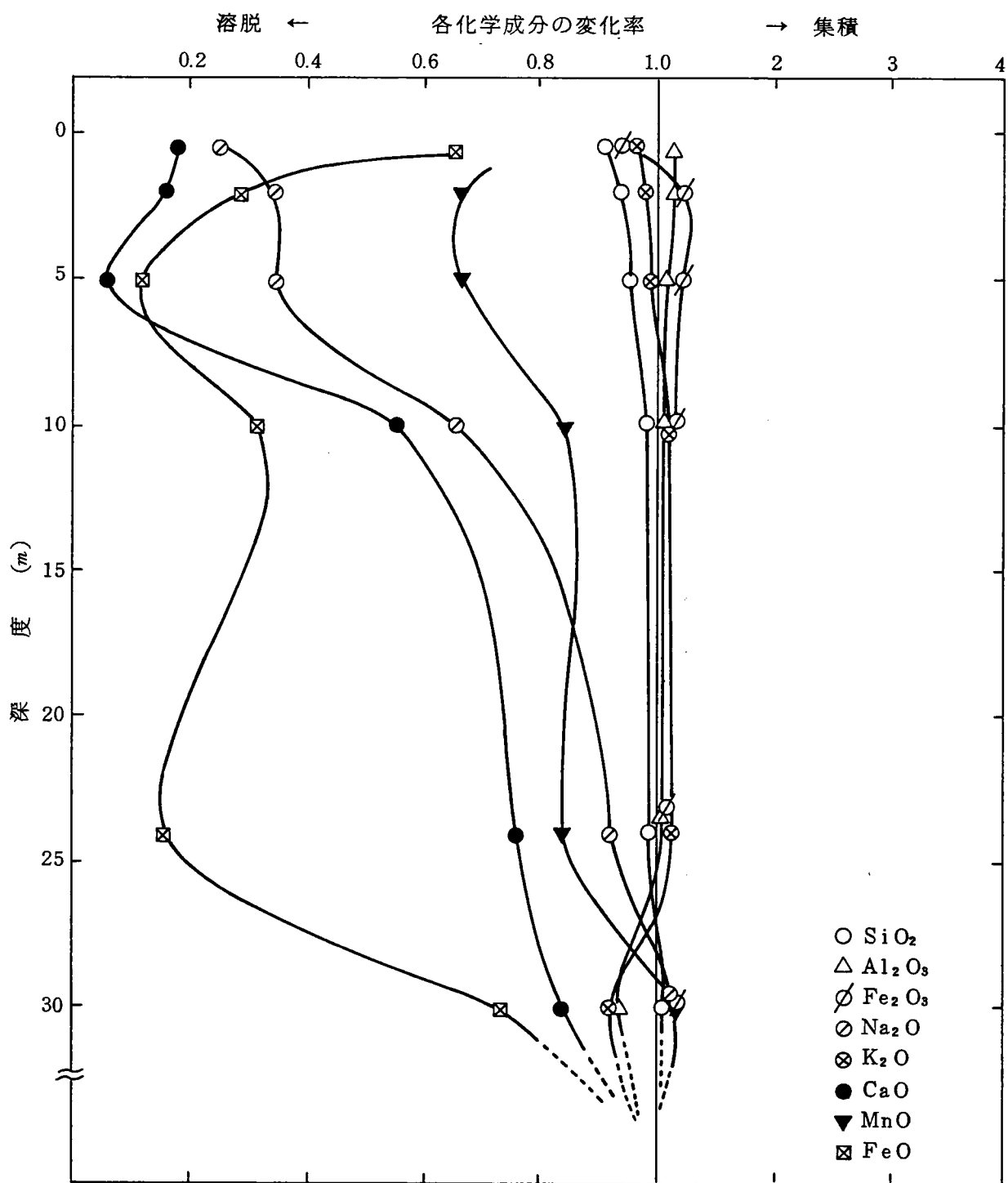


図-6.8 三河高原における化学成分の深度別変化

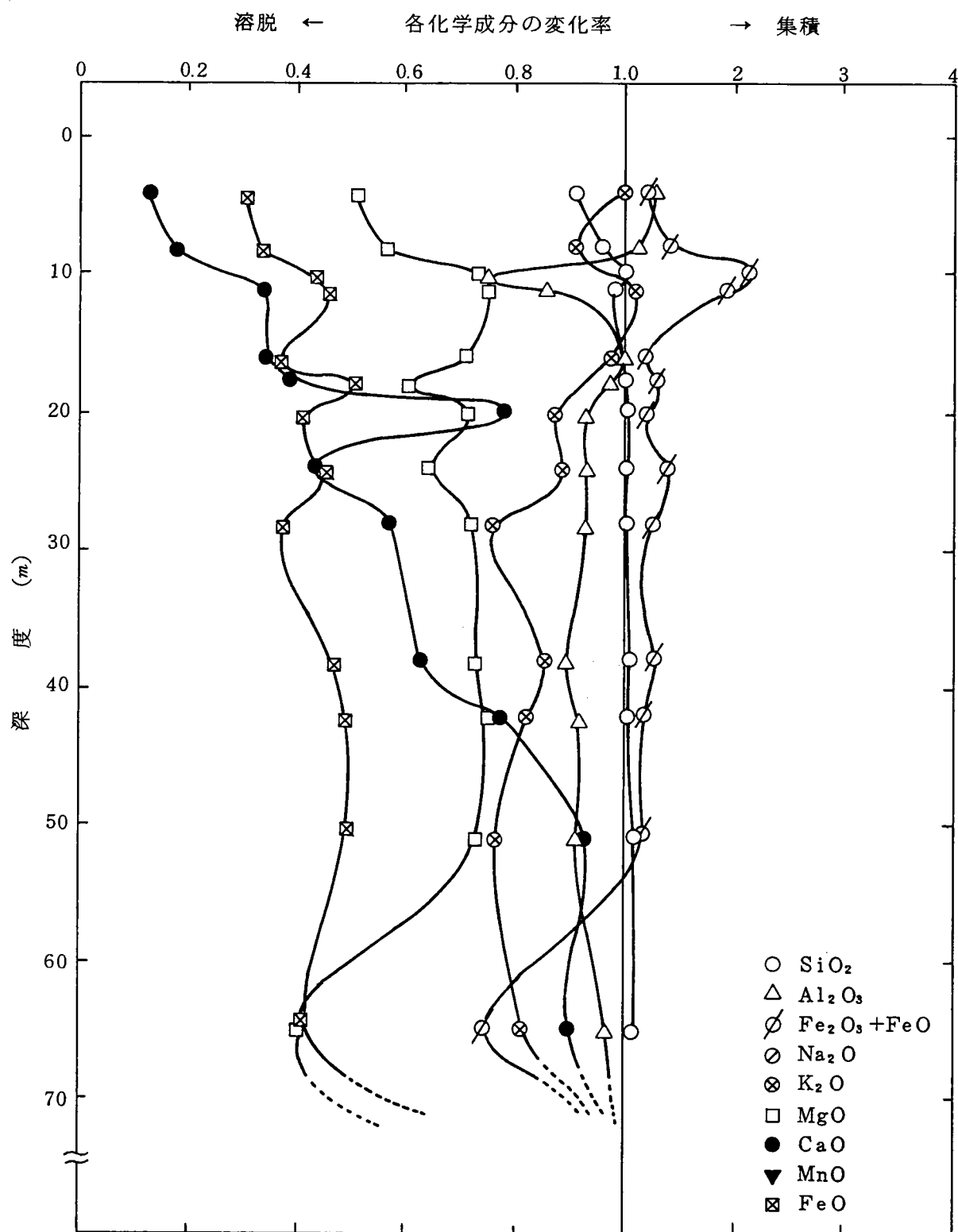


図-6.9 木次における化学成分の深度別変化

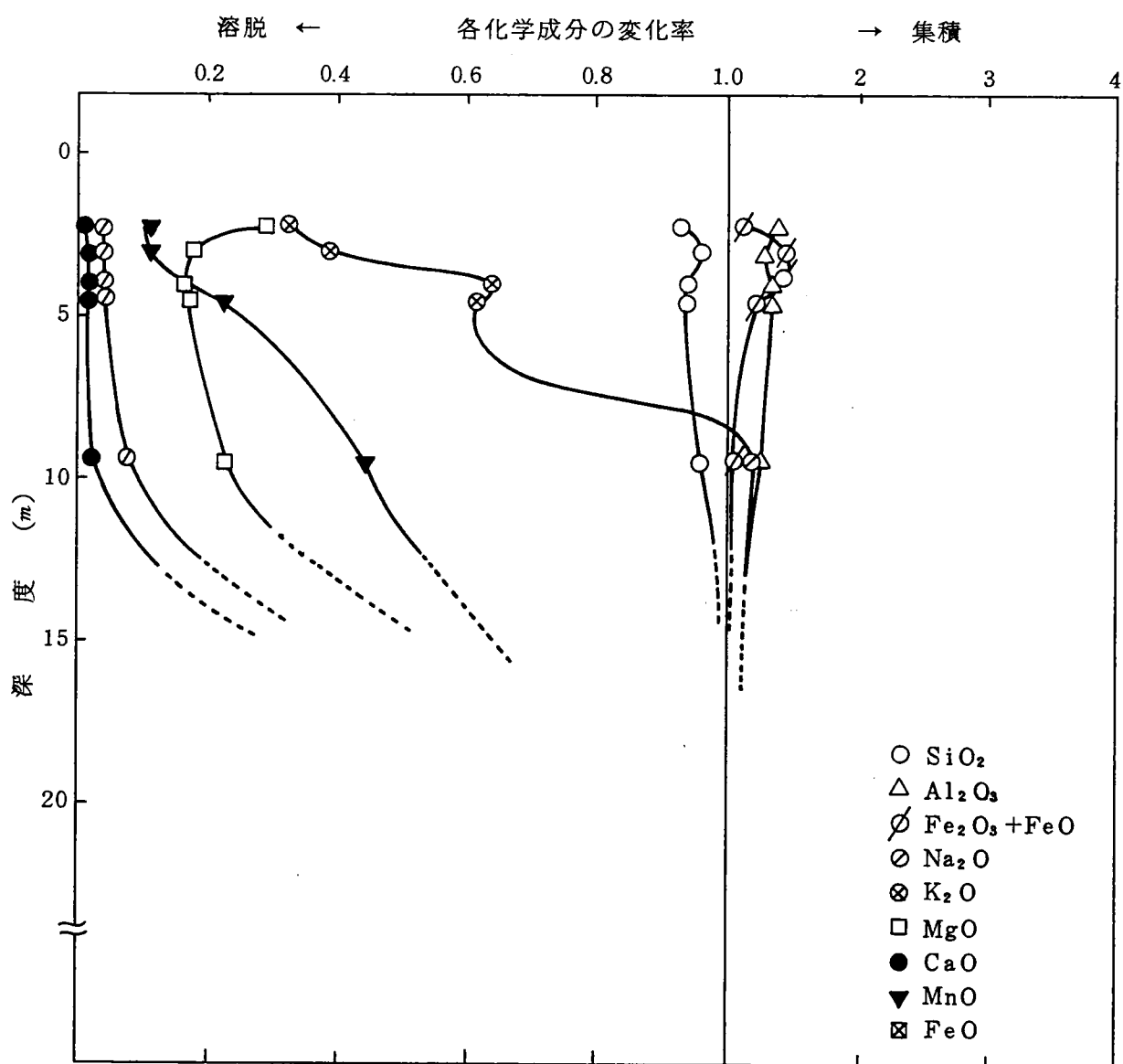


図-6.10 島根県，江津における化学成分の深度別変化

③ Al_2O_3 および Fe_2O_3 (TiO_2)

もちろん、この他に、図-4.16 に既に示した、強熱減量の値が深度の浅くなるに従い、増加している。そして、一般的に熱帯地方に近い程、あるいは、地形が長く保存されている場所程、強熱減量（粘土分含有量と考えることもできる）は、深い深度まで大きな値となってる。（図-6.11 参照）

6.3.2 新しい風化指標（CWI）の提案

著者は、6.1で述べた3つの概念を含む新しい風化指標を提案したい。この指標（Chemical Weathering Index）は、地盤工学、応用地質学、土壌学のための多目的に使用可能な指標であり、以下の考え方から導き出されている。

- ① 6.3.1で述べた花崗岩の一般的な化学的風化傾向によれば、まず第1段階で K_2O 、 CaO 、 Na_2O 、 MgO 、 MnO 、 FeO のアルカリおよびアルカリ土類金属が、溶脱し、第2段階で SiO_2 （シリカ）が徐々に溶け出し、 Al_2O_3 や Fe_2O_3 の三二酸化物や TiO_2 が集積し、同時に強熱減量（ H_2O （±））が急激に増加してくる。すなわち、化学成分については、(i) アルカリおよびアルカリ土類金属、(ii) シリカ、(iii) 三二酸化物、酸化チタニウム、強熱減量の3グループに分類することが可能である。（図-6.12）
- ② 化学成分を表現する段階で質量単位かモル単位の2つの方法があるが、質量パーセントで化学成分の酸化物の形で表現するのが一般的である。この方法は、鉱山関係で鉱物の含有量を表わすのには、便利な方法であり、また、新鮮な岩と、風化岩等のある化学成分の変化を量的に調べる場合には、便利な方法である。しかしながら、風化について研究する場合には、モル単位で表現した方がより明確になる。なぜなら、アルカリおよびアルカリ土類金属のような、風化に対して、敏感に反応する化学成分は比較的1モル当たりの重量が軽く、また、当然のことながら、強熱減量（ H_2O （±））は、1モル当り18gと最も軽く、これらの化学成分をモルで表現した方が、変化の感度が良くなる。
- ③ もし、図-6.12の三角座標のように、アルカリおよびアルカリ土類金属、 SiO_2 、 $\text{R}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ （±）の3成分で表現すると、非常に興味深いことに、産地、生成年代の異なる新鮮な花崗岩の化学成分は表-6.9、図-6.13に示す

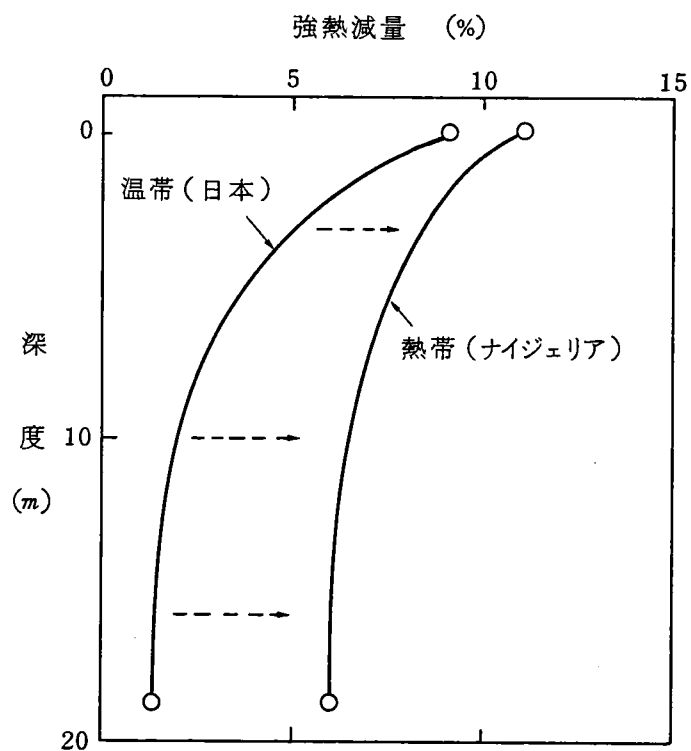


図-6.11 熱帯および温帯における化学的風化の違い

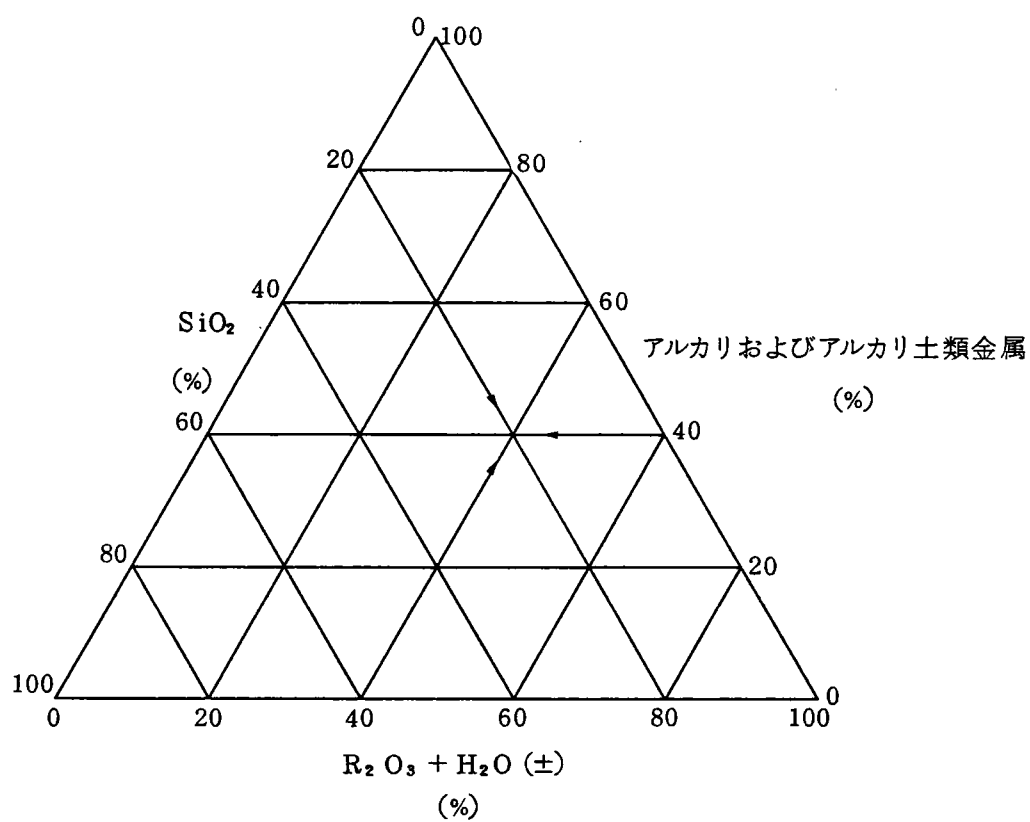


図-6.12 化学成分の三角図

表6. 9 新鮮な花崗岩とその風化残積土のCWIの値

オーストラリア ダーリンググレンジ	ナイジェリア カドナ	日本 鳥取市	日本 三河高原	日本・島根県 木次	日本・島根県 江津	CWI (%)
DR-1	KN-1	TJ-2	MJ-1	KJ-1	KKJ-1	40.5
DR-2	KN-2	TJ-3	MJ-2	KJ-2	KKJ-2	41.2
DR-3	KN-3	TJ-4	MJ-3	KJ-3	KKJ-3	37.7
DR-4	KN-3P	TJ-5	MJ-4	KJ-4	KKJ-4	37.1
DR-5	KN-3W	TJ-6	MJ-5	KJ-5	KKJ-5	37.5
DR-6	KN-4		MJ-6	KJ-6	KKJ-6	33.0
	KN-5		MJ-7	KJ-7	KKJ-7	30.4
				KJ-8	KKJ-8	19.6
				KJ-9	KKJ-9	15.0
				KJ-10		
				KJ-11		
				KJ-12		
				KJ-13		
				KJ-14		

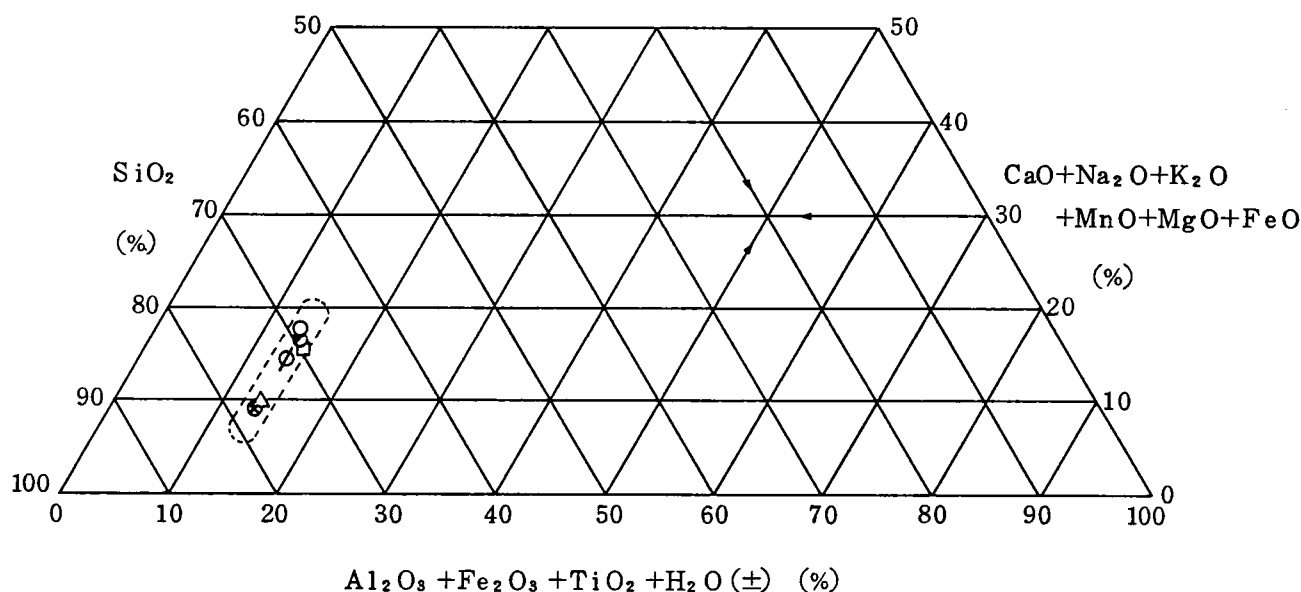


図-6.13 母岩である花崗岩の3つの化学成分グループ（モルパーセント）

ように、ほぼ同一の $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O(\pm)$ （モル単位）をもっていることがわかる。

- ④ Thornton⁹⁾(1960)と荒牧¹⁰⁾(1972)は各々、アメリカ合衆国において 5,000、日本において 1,200の花崗岩の化学成分を調べている。彼らの研究においては、石英、正長石、ソーダー長石等の標準化したパーセントの合計をもって、D I (Differential Index) とし、各化学成分を比較している。彼らの研究においては、典型的な花崗岩 (D I = 80 パーセント) や花崗セン緑岩 (D I = 67パーセント) の場合、 Al_2O_3 成分や、 Fe_2O_3 成分は、他の化学成分と異なり、ほとんど一定値であり、各々、14~16パーセント、1.5~ 2.5パーセント含まれていることが報告されている (図 6.14)

これらの事実や研究成果をまとめると以下のことがわかる。すなわち花崗岩質の岩石の場合、 Al_2O_3 成分や Fe_2O_3 成分は、アルカリおよびアルカリ土類金属やシリカ等の化学成分と比較すると、その岩石中含有率のばらつきが少なく、また、モル表示で表現した場合、上述の三二酸化物の含有率のばらつきは、これらの化学成分が比較的1モル当たりの質量が大きい ($Al_2O_3 = 102$ 、 $Fe_2O_3 = 159.7$) ため、さらに小さくなる。さらに、花崗岩や花崗セン緑岩等の花崗岩類の場

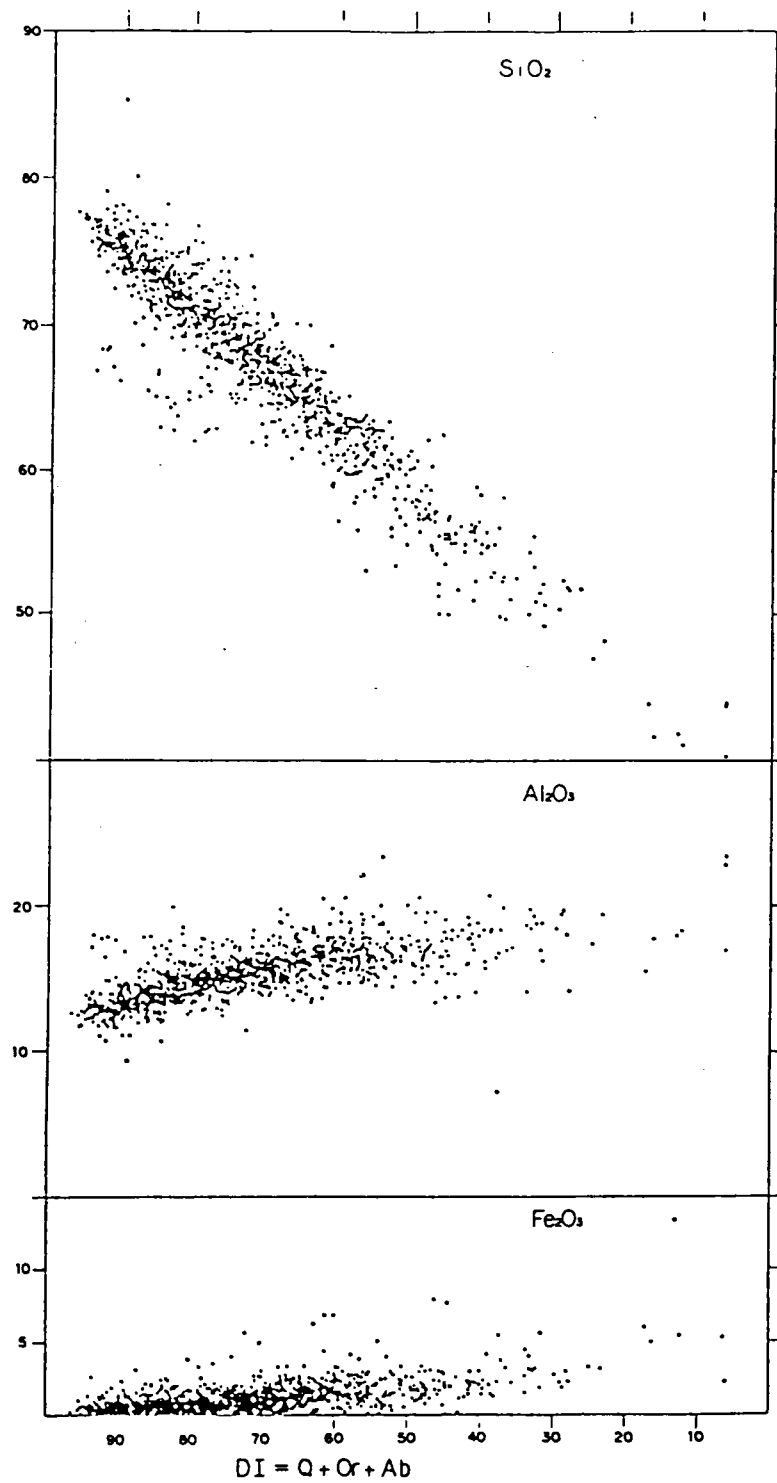


図-6.14(a)日本における花崗岩および深成岩の1189試料のダイヤグラム
 (荒牧らによる, 1972)⁹⁾

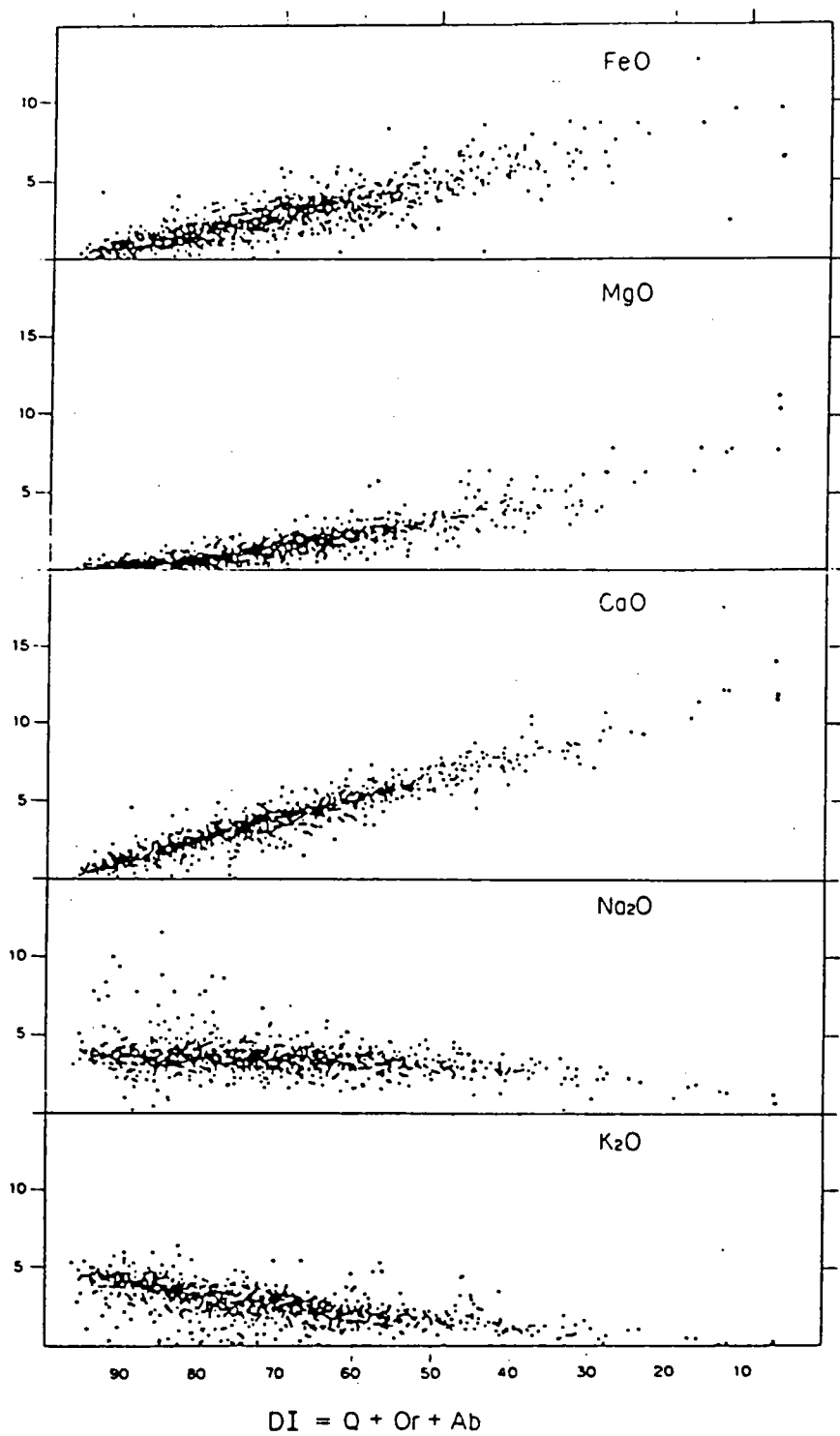


図-6.14(b) (a) と同じダイヤグラム (荒牧らによる, 1972)⁹⁾

合、 H_2O (±) 成分はほとんどゼロに等しく、また、 TiO_2 成分もほぼ一定である。そして風化が進行した場合、 H_2O (±) 成分は急激に増加し、しかも、モル表示の影響でさらにその変化が明確になるため、 $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O$ (±) 成分の合計モルパーセントで風化の進行度合を表わすことは、非常にすぐれた方法と考えられる。

よって、本論では、以下の定義を提案し、さらにこの定義を使って、風化残積土を含めた花崗岩質風化生成物の物理的、化学的、そして工学的性質について検討する。

CW I (Chemical Weathering Index、化学的風化指標)

$$= \left[\frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O (\pm)}{\text{全体の化学成分}} \right] \times 100 (\%)$$

モル

CW I に使用する化学成分は、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 TiO_2 、 H_2O (±) 成分とも全て、風化によって、地盤内に残留し、増加する化学成分でもあるわけで、CW I で表わした風化度は化学的風化を溶脱というより、残留という見地から、表現したものとも考えられる。

以下、新しい風化指標 CW I を使って、異なった気候区における花崗岩質風化残積土の物理的、化学的、力学的、風化特性について検討する。

(1) CW I による化学的風化傾向

6.2.3 で述べた風化花崗岩および花崗岩質風化残積土の化学分析の結果を、CW I (Chemical Weathering Index) を使って表わすと図-6.15 のようになる。図によると、新鮮な花崗岩類の $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O$ (±) モル成分は、三角座標で、ほとんど直線上に並んでおり、母岩の生成年代や産地の違いによらず、ほぼ同じ含有量をもっていることがわかる。すなわち、 R_2O_3 (三二酸化物) + $TiO_2 + H_2O$ (±) モル成分の観点からは、最初の化学成分は、全ての花崗岩類で一定となっていることになる。このことは、産地や生成年代の異なる花崗岩質風化残積土の化学的風化度を比較する上では、非常に都合の良い事実である。

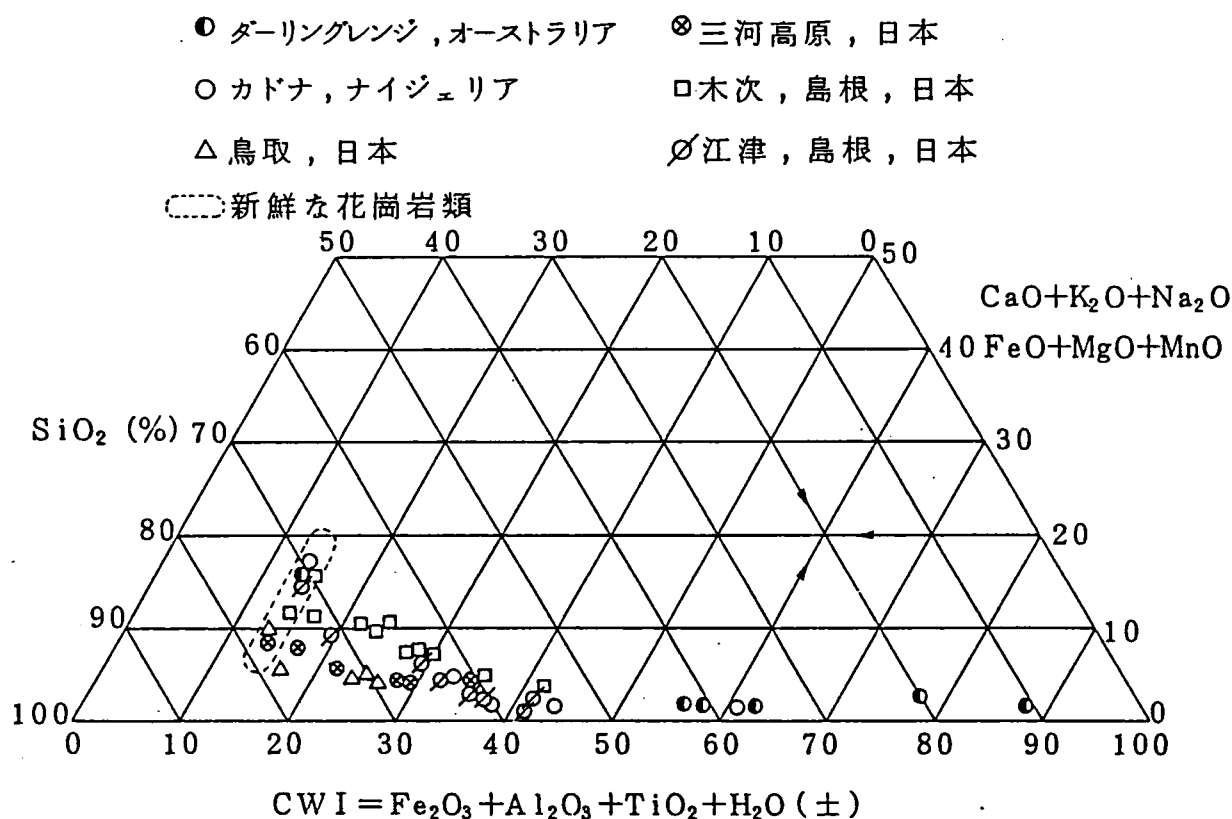


図-6.15 各地の花崗岩質風化残積土の化学的風化傾向 (モル%)

CWI を使うと、化学的風化過程は、3 段階に分けることができる。すなわち、
 CWI = 15~20 パーセント、20~40 パーセント、40~90 パーセント。第 1 段階
 (CWI = 15~20%) では、アルカリおよびアルカリ土類金属成分は、急激に減少
 し、逆に $\text{R}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{H}_2\text{O} (\pm)$ 成分は、増加し、シリカ (SiO_2)
 成分は、ほぼ一定である。第 2 段階 (CWI = 20~40%) では、シリカが減少し始
 め、アルカリおよびアルカリ土類金属は、徐々に減少し、CWI は単調に増加する。
 第 3 段階 (CWI = 40%~) では、シリカは減少し、CWI は単調に増加する一方、
 アルカリおよびアルカリ土類金属は、ほぼ一定値となる。

(2) 風化残積土層におけるCWIの変化

種々の花崗岩質風化残積土層におけるCWIの変化を調べてみると、図-6.16 のようになる。図によれば6つの土層断面は3種類に分類できる。

① オーストラリア・ダーリングレンジ

② ナイジェリア・カドナ

日本 木次

日本 江津

③ 日本 鳥取

日本 三河高原

①グループのCWIの値は、地層上層（ラテライトまたはボーキサイト層）で60パーセント以上に達し、②グループの風化残積土は、1m～4mの深度の土層で40パーセントに達し、③グループの風化残積土では、上層で約30パーセントのCWIの値となっている。

オーストラリアのダーリングレンジ（33° S）や、島根県の江津や木次（35° N）のCWIがナイジェリア・カドナ（10° N）地方のそれと同等かまたは、それ以上に達していることは、非常に興味深い。現在これらの地域は、温帯に属しているが、以前は、熱帯あるいは、亜熱帯の気候だったことがあり、また、長い間、地形が保存されていたためと考えることができよう。

また、5mから20mの深度におけるCWIの変化の割合がほとんど同じなのも興味深い。すなわち、ボーキサイトあるいはラテライト層をのぞいて、地盤内の化学的風化度の変化の割合は、6地点でほぼ同様の割合となっている。もちろん、この傾向は風土残積土層の厚さが十分厚い場合であり、風化残積土層の発達が十分でない場合は、CWIは急激に変化すると考えられる。

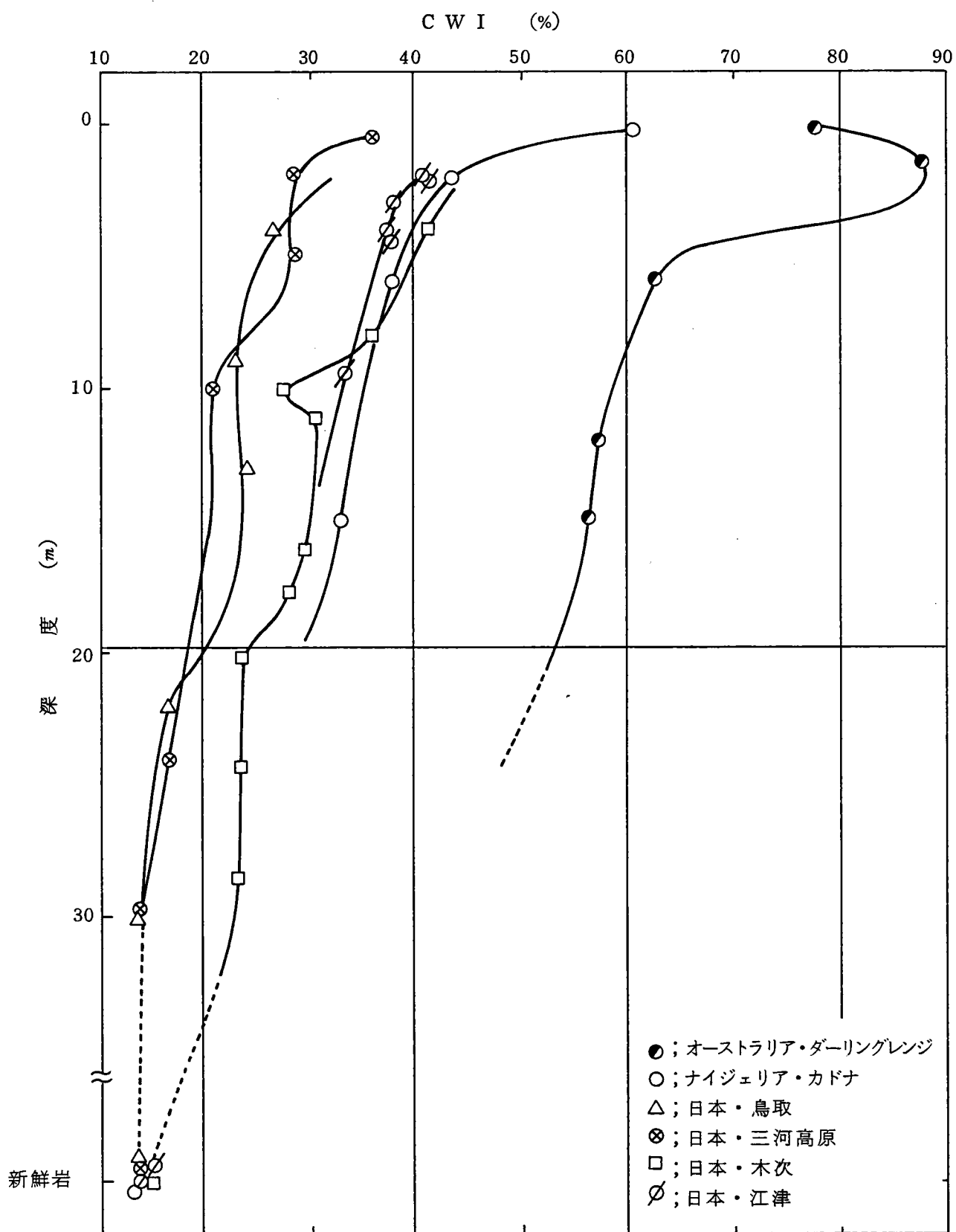


図-6.16 新しい化学的風化指標 (C W I) と深度の関係 (モルパーセント)

(3) C W I と風化残積土の粒度分布の関係

土の粒度分布は、直接、土の工学的特性と関係しているため、風化残積土の粒度分布が新しく提案したC W I とどのような関係になっているかを知ることは、非常に興味深いことである。

世界各地に分布する風化残積土の風化段階でのC W I と $5\mu\text{m}$ 以下の細粒分含有率の関係を調べてみると図-6.17 が得られる。全体的に、C W I の値が60パーセントに達するまではC W I の増加とともに、細粒分含有率が増加しており、化学的風化が進行すれば、風化生成物が細粒化されることから当然の結果と考えられるよう。ただし、C W I の増加とともに $5\mu\text{m}$ 以下の粘土含有率のばらつき度合は大きくなっていくようでありかつ60パーセント以上のC W I のものは固結してくる。¹⁰⁾

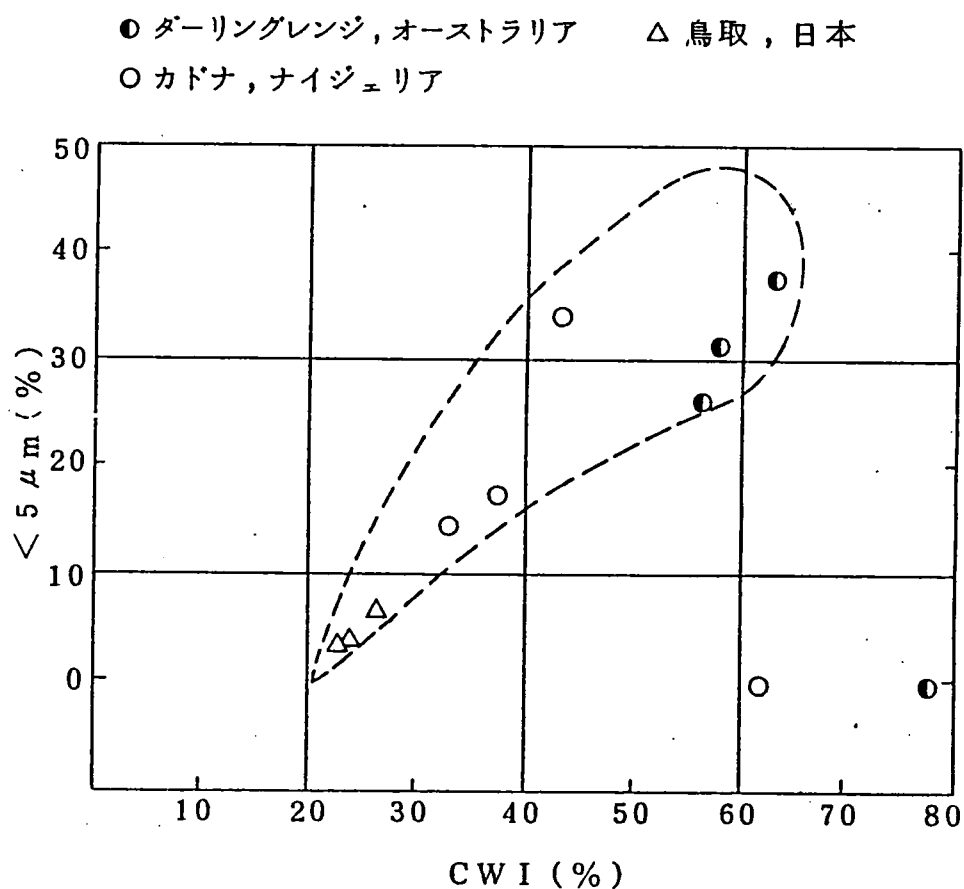


図-6.17 C W I と $5\mu\text{m}$ 以下の粘土分含有量

(4) 異なる気候区における風化残積土地盤について

熱帯および温帯地層における花崗岩質風化残積土の土層断面を表すと図-6.18 のようになる。深度に対して、C W I の値も合わせて表示する。化学的風化が進むに従って、土色は地盤上層で赤色となってくるが、必ずしも土色と化学的風化度 C W I は一致していないことがわかる。日本の鳥取や三河のまさ土層は、ナイジェリアやオーストラリアの土層と比較して、化学的風化度は小さいが、木次、江津のそれはナイジェリア・カドナ地方の現在の気候がかなり異なるにもかかわらず、土層断面における C W I の値が似ていることは非常に興味深い。この現象は、江津、木次において地形の勾配が緩く、温暖な古気候の影響を受け、風化地盤層が良く保存されているためと考えられる。

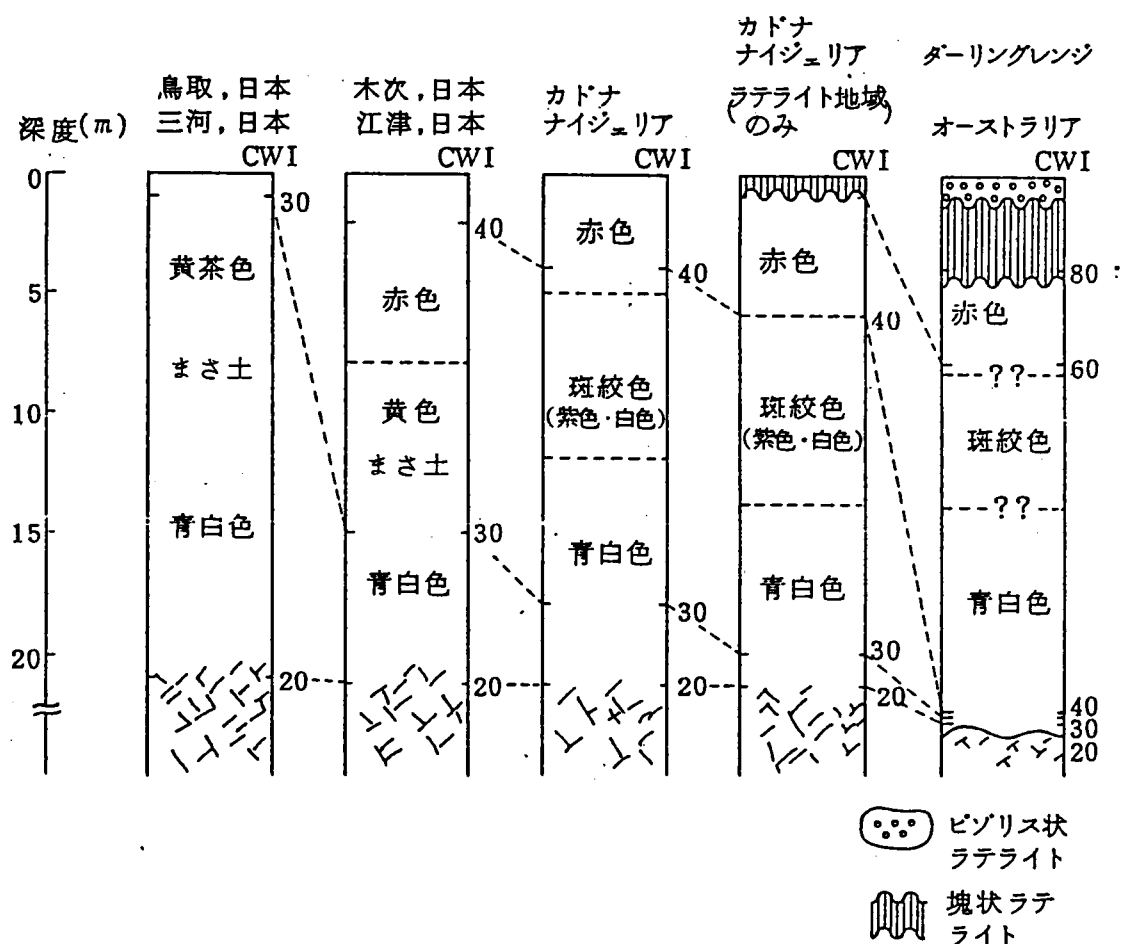


図-6.18 世界各地の花崗岩質風化残積土層断面

(5) まさ土の化学的風化度について

日本における花崗岩質風化残積土であるまさ土では、(4) で述べたように、第三紀および第四紀の温暖な気候の影響を受け地形によっては、風化土層が良く保存され、熱帯および亜熱帯に分布するラテライト性土に近いところまで風化しているものもある。古赤色土と呼ばれる風化土層もこの一種と考えられよう。

しかしながら、一般には、日本の地形は、急しゅんな地形が多く、土壌と呼べる層の厚さは、薄いのが一般的である。まさ土の日本における分布は、図-6.20 に示すように、中国、近畿地域が多く、その理由として、一般的には岩質、平坦な地形、地史等が考えられているが¹²⁾、著者は、直接的には、日本における第四紀の氷河活動と関係があると考えている。すなわち、まさ土が氷河活動の強かったヨーロッパや合衆国中北部に少ないことや、図-6.21 に示す日本における氷河活動の最低端領域と考えられる周氷河地形の分布と¹³⁾、まさ土の少ない地域は、ほぼ完全に一致しており、たとえ、まさ土地盤が存在してたととしても、氷河や雪でかなり浸食されたことが考えられる。最後の氷河期であるウィルム氷河期の雪線高度や、森林限界は、現在のものより約1500m程、高度が低下しており、その時期まさ土上層の土壌部分が浸食されたことが考えられる。

このようなまさ土の化学的風化を、三角座標を使って表現すると、図-6.22 のようになる。西田ら¹⁴⁾ のまさ土層、U、M、L層のデータも示してある。まさ土と呼ばれる、日本の花崗岩質風化残積土は全て、CWIが20~40の範囲に入り、しかも、風化傾向は、単調にCWIが増加し、アルカリおよびアルカリ土類金属が減少する傾向を示している。ただし、同じまさ土でも、化学的風化度は異なり、この違いは、化学的風化指標(CWI)を使うと定量的に表現できることになる。

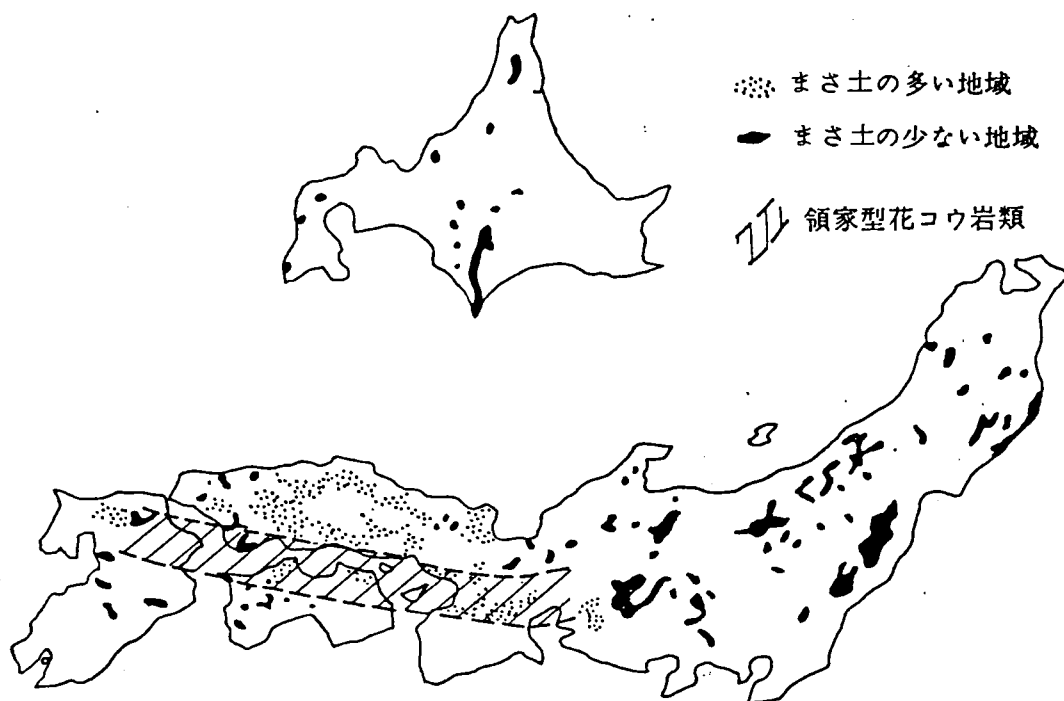


図-6.20 日本の花崗岩の分布（地学辞典による）

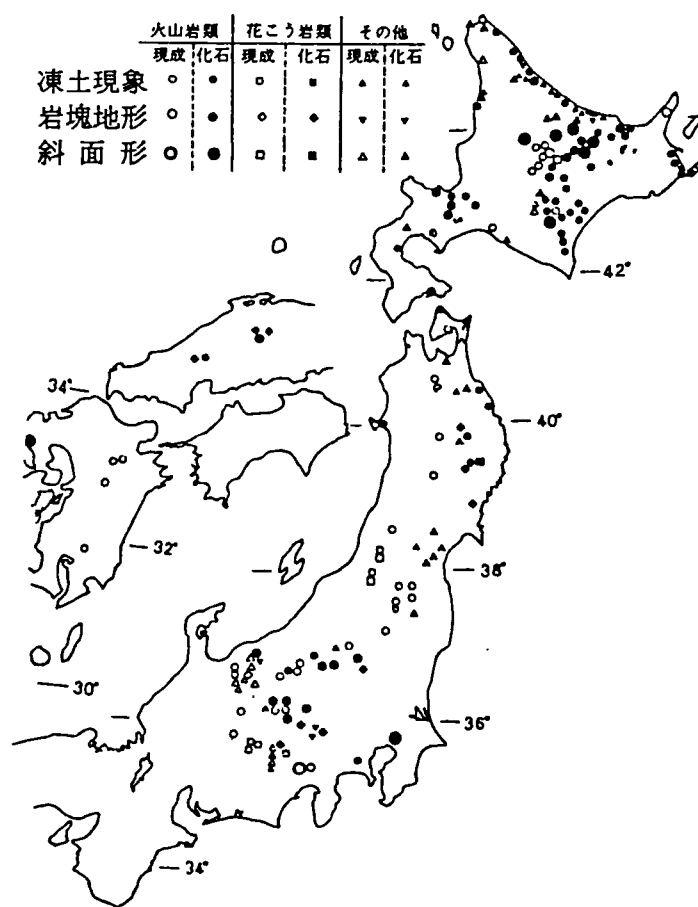


図-6.21 日本における周氷河地形の地理的分布¹²⁾（小崎尚，1971）

○ 生駒山¹⁴⁾ のデータ

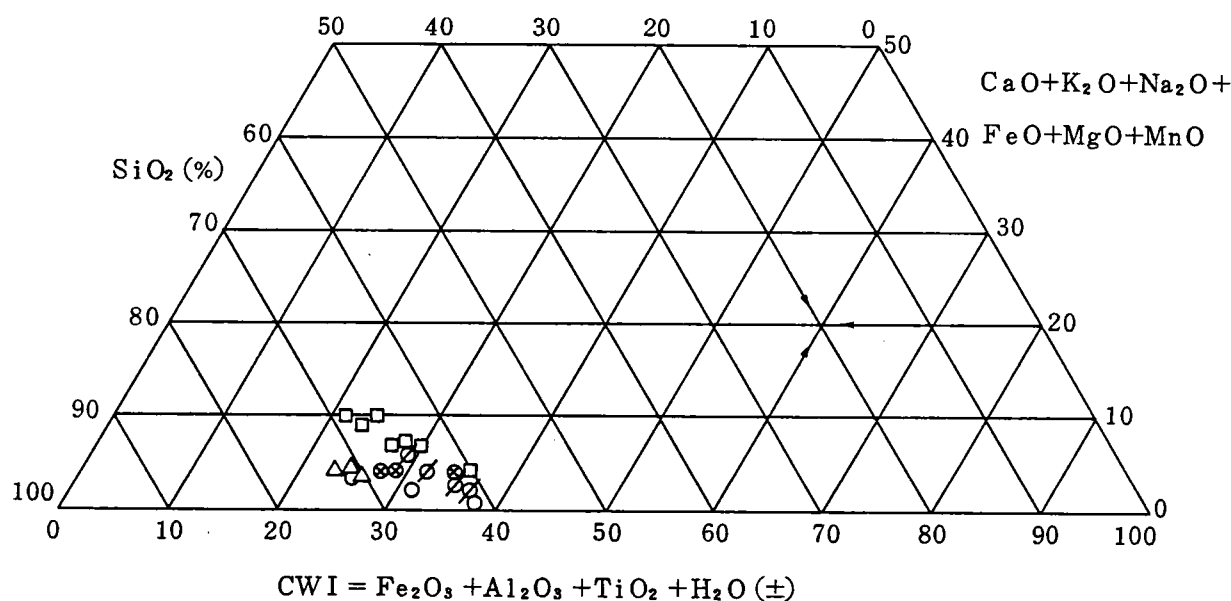


図-6.22 日本のまき土の化学的風化度

(6) 紫色・白色斑状粘土について

4章で述べたように、ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土においては、深度5m～12m付近に、紫色・白色の斑状粘土（写真-2.12）が存在するが、これらの土色の違いは、化学分析の結果から鉄分の有無が原因であることがわかる（表-6.10）。紫色の部分は、酸化第二鉄（ Fe_2O_3 ）成分が多く、白色粘土の部分は、ほとんど Fe_2O_3 が存在しない。また、紫色部分の方が白色部分より密度が大きい。

表-6.10によれば、紫色部と白色部の酸化第二鉄（ Fe_2O_3 ）、 SiO_2 、 $H_2O (\pm)$ の各化学成分の量は異なり、そういう意味で、これらの化学成分の単独量を風化度の規準にしたもの（例えば、強熱減量など）で判断すると、化学的風化度は、非常に異なるが、提案している $CWI = Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O (\pm)$ モルで表現した化学的風化指標で判断すると、両者の化学的風化度がほとんど一致していることは、興味深い。すなわち、同一の深度に存在する土色の異なる2種類の粘土の化学的風化度は、ほとんど同じものとなる。

表-6.10 紫色・白色班状粘土の化学分析

試料	深度 (m)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	MnO	H ₂ O (+)	H ₂ O (-)	Total	CWI
KN-3P	(モル%)	(58.70%)	(13.36%)	(3.85%)	(0.22%)	(1.05%)	(0.02%)	(0.05%)	(0.002%)	(0.005%)	(21.12%)	(1.62%)	(100.0%)	
	8	56.6	21.9	9.9	0.25	1.04	0.36	0.0311	0.0021	0.0052	6.11	0.47	96.64	39.95
	(モル)	(0.9433)	(0.2147)	(0.06180)	(0.00348)	(0.0168)	(0.00038)	(0.00077)	(0.00004)	(0.00007)	(0.3394)	(0.02611)	(1.60686)	
KN-3W	(モル%)	(59.84%)	(12.51%)	(0.25%)	(0.11%)	(0.69%)	(0.19%)	(0.03%)	(0.007%)	(0.001%)	(18.22%)	(8.15%)	(100.0%)	
	8	66.1	23.9	0.74	0.14	0.79	0.33	0.0192	0.0075	0.0021	6.04	2.70	100.37	39.13
	(モル)	(1.102)	(0.2304)	(0.00463)	(0.00195)	(0.0127)	(0.00351)	(0.000476)	(0.000134)	(0.00003)	(0.3356)	(0.150)	(1.8443)	

(7) 他の風化指標との比較

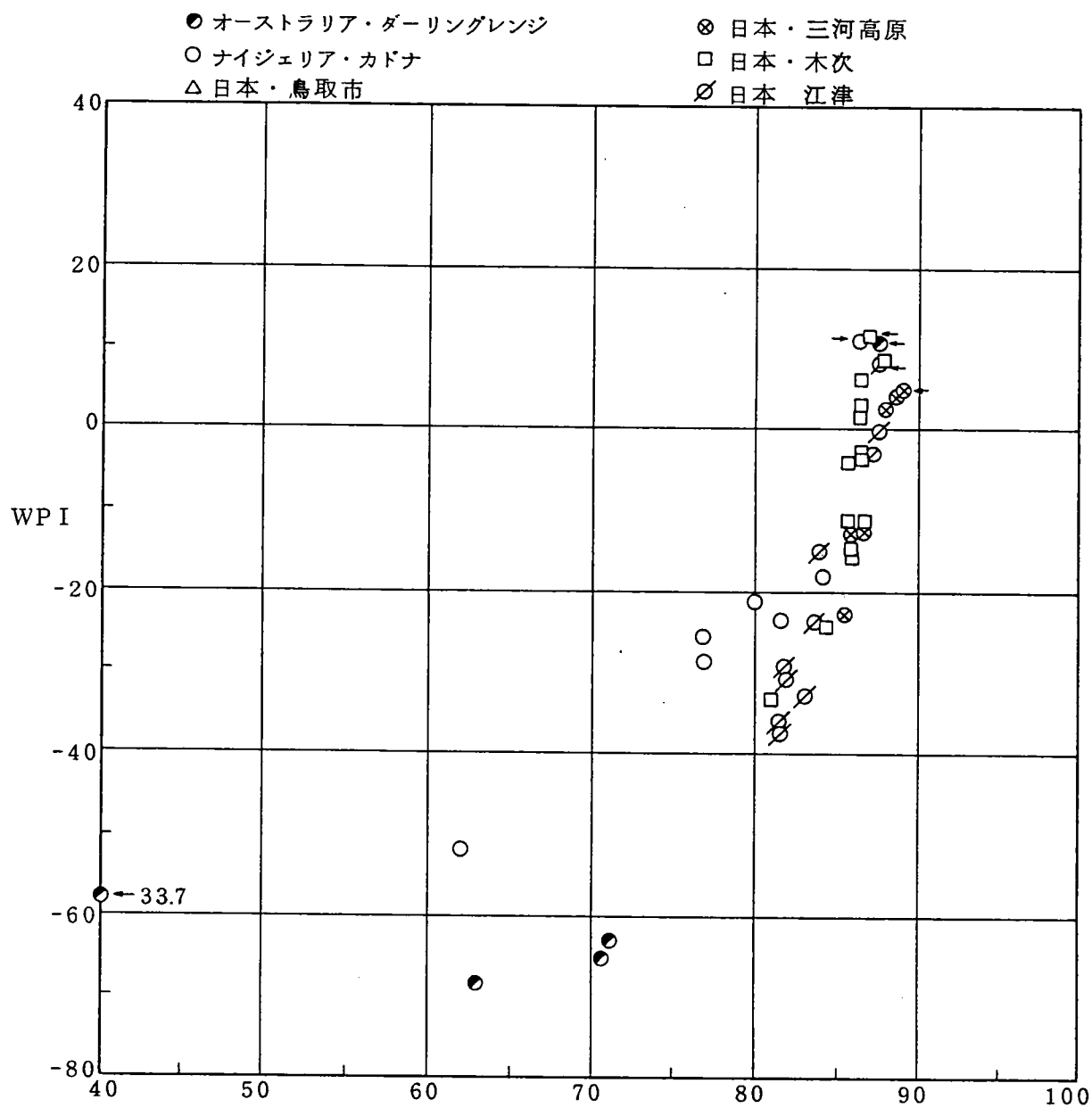
6. 1で述べたように、風化指標については、数種のものがあるが、既に提案されているが、著者の提案しているCWIと比較するためこれらの風化指標についても同じデータを用いて検討してみる。図-6.23は、Reiche¹⁾の提案している化学的風化能力(Weathering Potential Index)と風化生成指標(Product Index)についてまとめたものである。新鮮な花崗岩のWPIの値が5~12とややばらついていること、風化花崗岩と新鮮な花崗岩の区別が必ずしも明確でないこと、ラテライト性土およびラテライトでPIの値がばらついていること、表現がやや複雑なこと等が欠点として上げられる。一方Ruxton²⁾の提案しているシリカーアルミナの比(SAR)でデータを整理してみると、図-6.24のようになる。表現は単純であるが、母岩である各々の新鮮な花崗岩でSARの値が一定ではなく、なおかつ、風化残積土および風化花崗岩の状態が一定の比で表現できず、シリカーアルミナの比のみで工学的利用も考えた化学的風化度を判定することは適切な方法でないことがわかる。三浦³⁾の提案している絶対的化学的新鮮度(ADF)でデータを整理してみると図-6.25のようになる。当然のことながら新鮮な母岩のADFの値は、100%と一定になり、まさ土の部分表現する方法としては良いが、ナイジェリアやオーストラリアの試料でラテライト(固結状態)もラテライト性土(風化残積土の一種)もほとんど同じようなADFの値になってしまい、世界各地の種々の化学的風化度を持つ風化残積土の工学的分類に使用しようとすると、その複雑な表現法も含めて適切であるとは言いがたい。

以上述べたことをまとめると、Reiche, Ruxton, 三浦の方法とも6. 1で述べた3つの条件、すなわち

①化学的風化過程全体を扱うことができる。

②工学的な目的にも使用できる。

③比較的簡単な概念で、どちらかという経験的にも理解できる表現法である。
を十分に満足しているとは言いがたく、著者の提案する方法は、まさにこれらの点に十分注意を払った方法であると言えることができる。



$$PI = \frac{100 \times (\text{SiO}_2 \text{ モル})}{(\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3) \text{ モル}} (\%)$$

図-6.23 Reicheの提案式でまとめた花崗岩質風化残積土の
化学的風化傾向（矢印は新鮮な母岩）

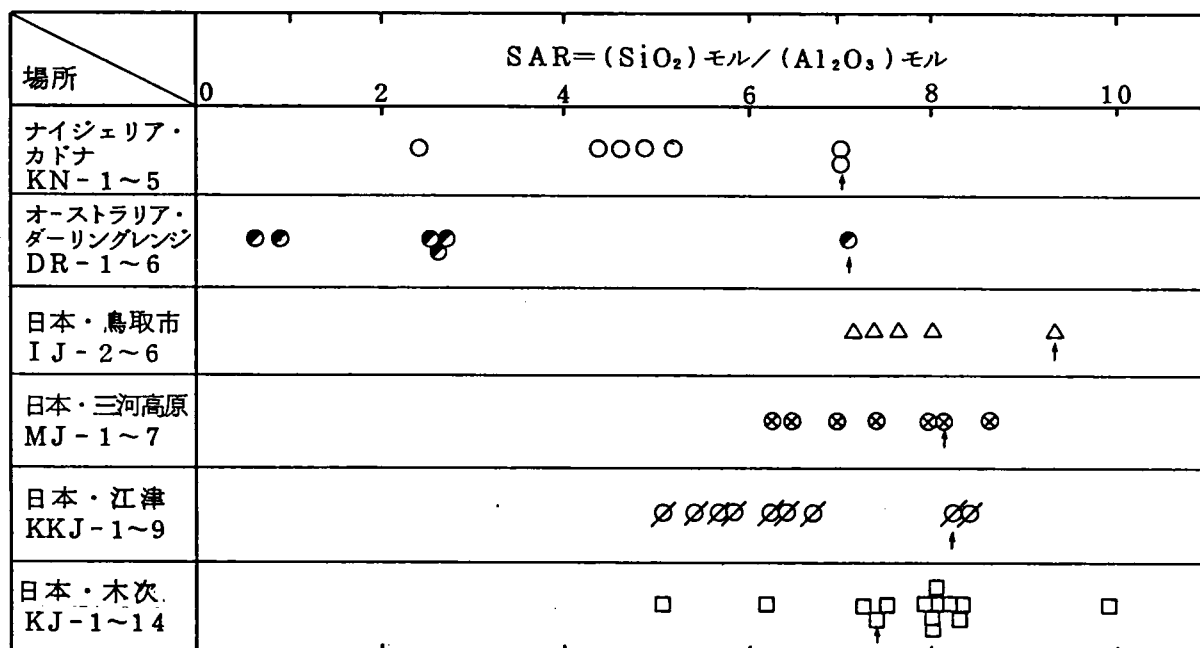


図-6.24 Ruxtonの提案するSARでまとめた花崗岩質風化残積土の化学的風化度（矢印は新鮮な母岩）

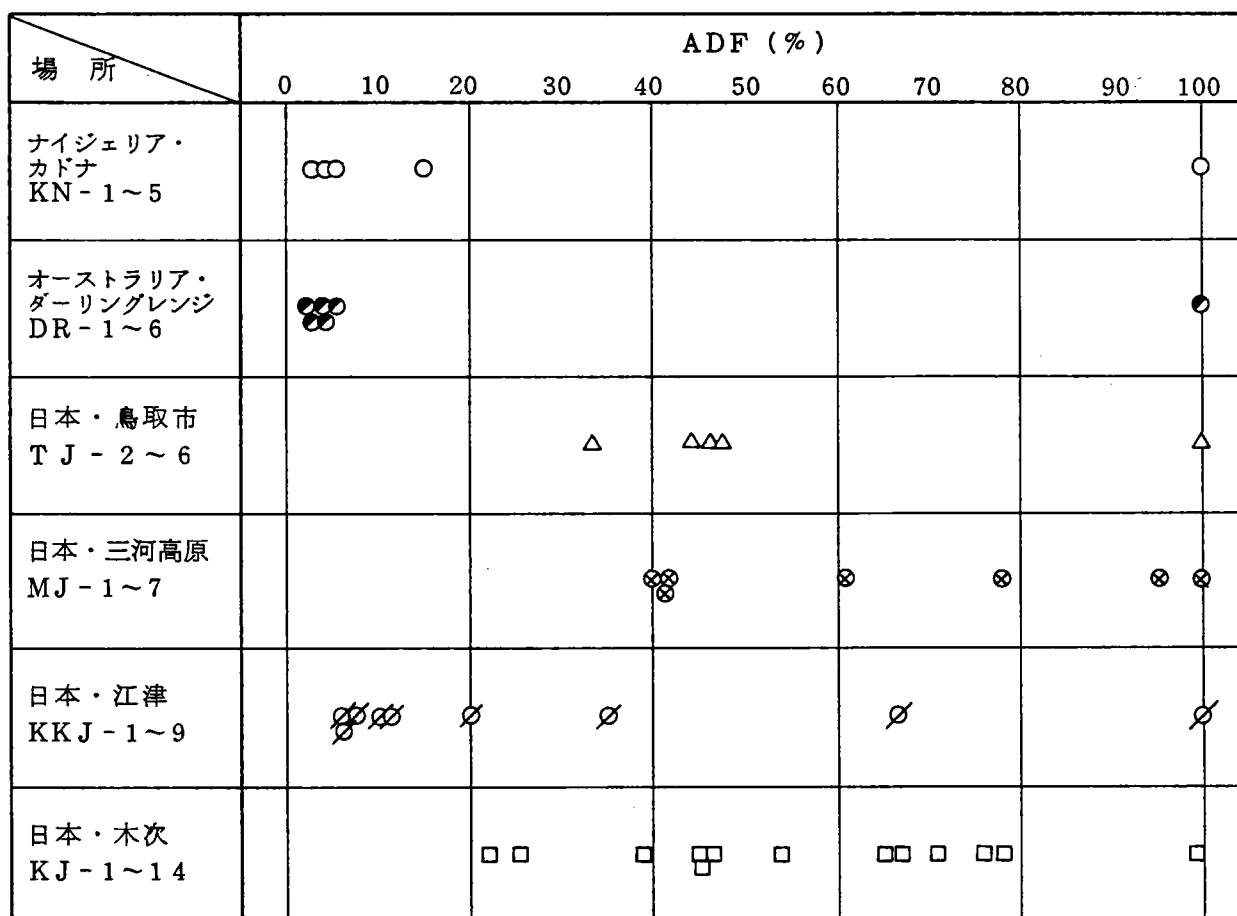


図-6.25 三浦の提案するADFでまとめた花崗岩質風化残積土の化学的風化度

6.3.3 まとめ

花崗岩質風化残積土試料の化学分析の結果、次のことが判明した。

- (1) ナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ付近、日本の鳥取市、三河高原、島根県の2地点における花崗岩質風化残積土地盤における化学的風化傾向は、まずアルカリおよびアルカリ土類金属、次にケイ酸 (SiO_2) が溶脱し、鉄・アルミ分 (Fe_2O_3 , Al_2O_3) が集積し、同時に水 ($\text{H}_2\text{O}(\pm)$) が増加するという傾向を持つ。
- (2) (1) の結果に基づき、 $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{H}_2\text{O}(\pm)$ の全化学成分に対するモルパーセントでもって、化学的風化指標 (CWI) と定義すれば、新鮮な花崗岩では、CWI の値がほぼ一定となり、また $\text{H}_2\text{O}(\pm)$ のモル表示による変化の感度が良いため、花崗岩系の風化残積土の化学的風化度を表わす指標としてすぐれたものになる。
- (3) 新しい化学的風化指標 CWI を使うと、花崗岩の風化段階は、 $\text{CWI} = 15 \sim 20$ パーセント (アルカリおよびアルカリ土類金属が減少し、 $\text{R}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ は増加, SiO_2 は一定の段階), $\text{CWI} = 20 \sim 40$ パーセント (SiO_2 が減少し、 $\text{R}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{H}_2\text{O}(\pm)$ は単調増加, アルカリおよびアルカリ土類金属が徐々に減少する段階), $\text{CWI} = 40 \sim$ (SiO_2 が減少, $\text{R}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{H}_2\text{O}(\pm)$ は単調減少, アルカリおよびアルカリ土類金属はほぼ一定の段階) に分類される。
- (4) 世界各地の花崗岩質風化残積土を CWI を使って、比較してみると、日本でも地形が保存され、過去の風化状況が保持されている箇所では、熱帯に位置するナイジェリア・カドナ地方と同程度の化学的風化度を持っていることが判明した。
- (5) CWI と $5\mu\text{m}$ 以下の粘土分含有量は、図 6.17 のような関係があり、風化が進む程、粘土含有量が増加するという常識的概念と一致する。ただし、含有量のばらつき程度は、CWI の増加とともに、増大する傾向を持つ。
- (6) CWI は化学的風化程度を表わすが、土色は土層断面の中の位置関係から決まり、CWI を風化残積土土層の土色とは必ずしも一致しない。

- (7) C W I を使って、風化残積物の大分類を行うと、C W I = 15~20% 段階は、風化花崗岩段階、C W I = 20~60% は風化残積土段階、C W I = 60% ~ はラテライト段階となる。極地付近では、物理的風化が中心で、C W I も 20% を越す程度であるが、日本で古い温暖な気候の影響が良く保存されている地域や、アフリカ、オーストラリア等の風化残積土地域では、C W I が 40% 以上、ラテライトやボーキサイトの存在する地域では 60% 以上になる。
- (8) 日本における代表的花崗岩質風化残積土であるまさ土は、ほとんど C W I で 20~40% の範囲に入り、C W I を使用することにより、同じまさ土でも風化度を定量的に比較することができる。
- (9) まさ土は、どちらかというと西日本地域に多く分布することが、従来から言われてきたが、その 1 つの原因は、氷河期における氷河活動により、たとえ、まさ土が発達していたとしても、浸食された可能性があることが、図 6.20 , 図 6.21 によって示唆された。
- (10) ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土地盤中層 (G L - 5m ~ -12m) に見られる、紫色・白色斑状粘土層の土色の違いは、鉄分の有無が原因であるが、 $H_2O(\pm)$ の量もかなり異なり、強熱減量値のみから、風化度を判定すると、両者の風化度は大きく異なるが、C W I を使って風化度を判定すると、ほとんど同じ値となる。
- (11) 既に提案されている化学的風化指標である Reiche, Ruxton, 三浦らの手法は、工学的利用を考えたものではなく、また表現の仕方も複雑すぎたり、あまりに単純すぎたりし、また花崗岩の風化過程全体を取り扱うためには十分ではなく、著者の提案する C W I は、これらの欠点を補える表現手法と考えることができる。

6. 4 新しい風化指標 (C W I) に基づく土の工学的分類

6.4.1 新しい風化指標に基づく風化残積土の工学的分類の意義

土質工学で用いられている土質分類の方法は、土質工学自身が、温帯地方で発達した工学なため、熱帯地方の土を扱う場合、いつの場合でも、適用できる訳ではなく、いくつかの問題点が指摘されている^{15), 16)}。さらに、花崗岩質風化残積土は、世界的にも用語の定義があいまいであり、国毎にその名称が異なっているのが現状である。例えば、日本では、まさ土と一般に呼ばれ、オーストラリアや合衆国では、Grusということばがあり、また、サブロライトや、ラテライト性土、さらに、ラテライトという用語さえ、定義が不十分である。それ故、これらの工学的用語が正しく定義され、明確になれば、世界の土を扱う地盤工学者 (Geotechnical Engineer) や Engineering Geologistにとって、非常に便利になる。本論では、新しく提案した化学的風化指標 (C W I) を世界の花崗岩質風化残積土の物理状態 (岩石なのか、土なのかあるいは固結体なのか) を分ける分類法に適用するとともに、従来の岩盤分類法とも対比し内部摩擦角, 間げき率, 粘着力と言った土質工学定数の変化の傾向を調べ、さらにC W Iに基づく、花崗岩質風化生成物の定義に利用し、世界的にバラバラに使われているこの種の用語の統一を試みた。

6.4.2 C W I に基づく風化残積土の工学的分類

花崗岩質風化残積物の物理的状态とC W Iの関係を調べてみると、図-6.26のようになる。新鮮な花崗岩、風化花崗岩、風化残積土 (サブロライト性土、まさ土、Grus, Granular Disintegration Sandなどと呼ばれることもある)、ラテライト (固結しているもの) と物理状態の異なる風化生成物が、おおよそC W Iと対応しており、C W Iが風化生成物の物理的状态を表わす指標としても有効であることがわかる。すなわち、新鮮な花崗岩 (C W I = 13~15%)、風化花崗岩 (C W I = 15~20%)、風化残積土 (C W I = 20~60%)、ラテライト (C W I = 60%~) とC W Iの量から大分類できる。しかもC W Iの場合、同じ風化残積土でも定量的に化学的風化度を区別することができ、熱帯、亜熱帯、温帯の風化残積土を同時に扱うEngineering Geologistにとっては便利な指標である。また図-6.26から、風化花崗岩のC W Iの変化幅はわずかであることは、小野寺、吉中、小田¹⁷⁾が指摘し

- 新鮮な花崗岩
- 風化残積土 (サブロライト性土, まさ土
ラテライト性土を含む)
- 風化花崗岩
- ⊗ ラテライト (ボーキサイトも含む)

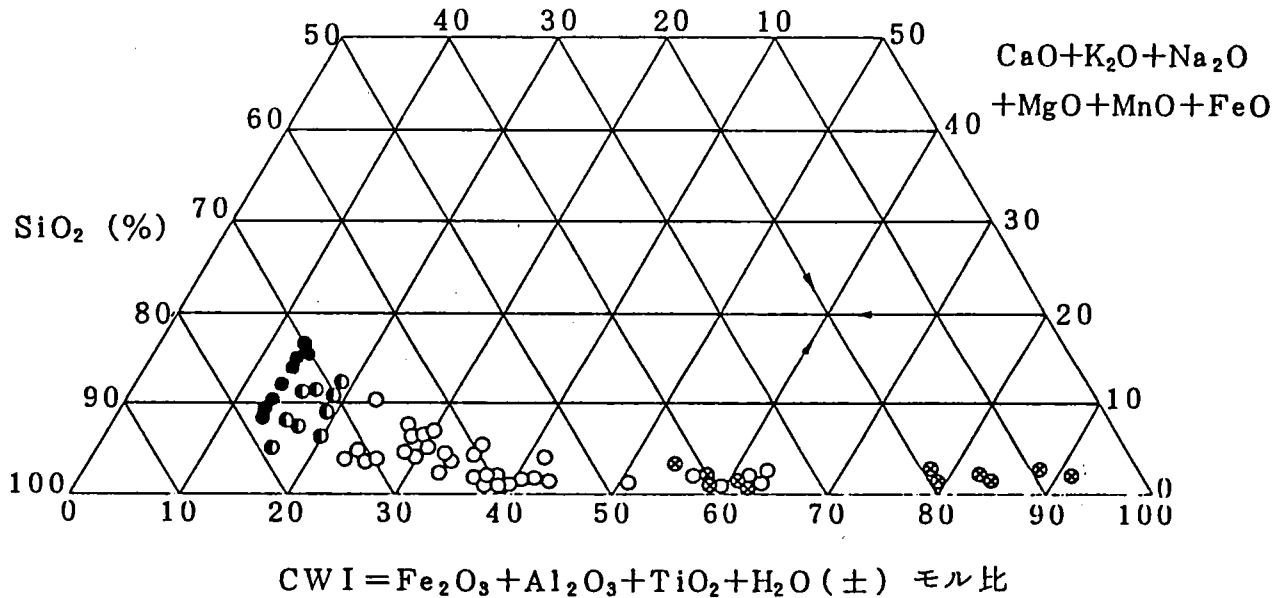
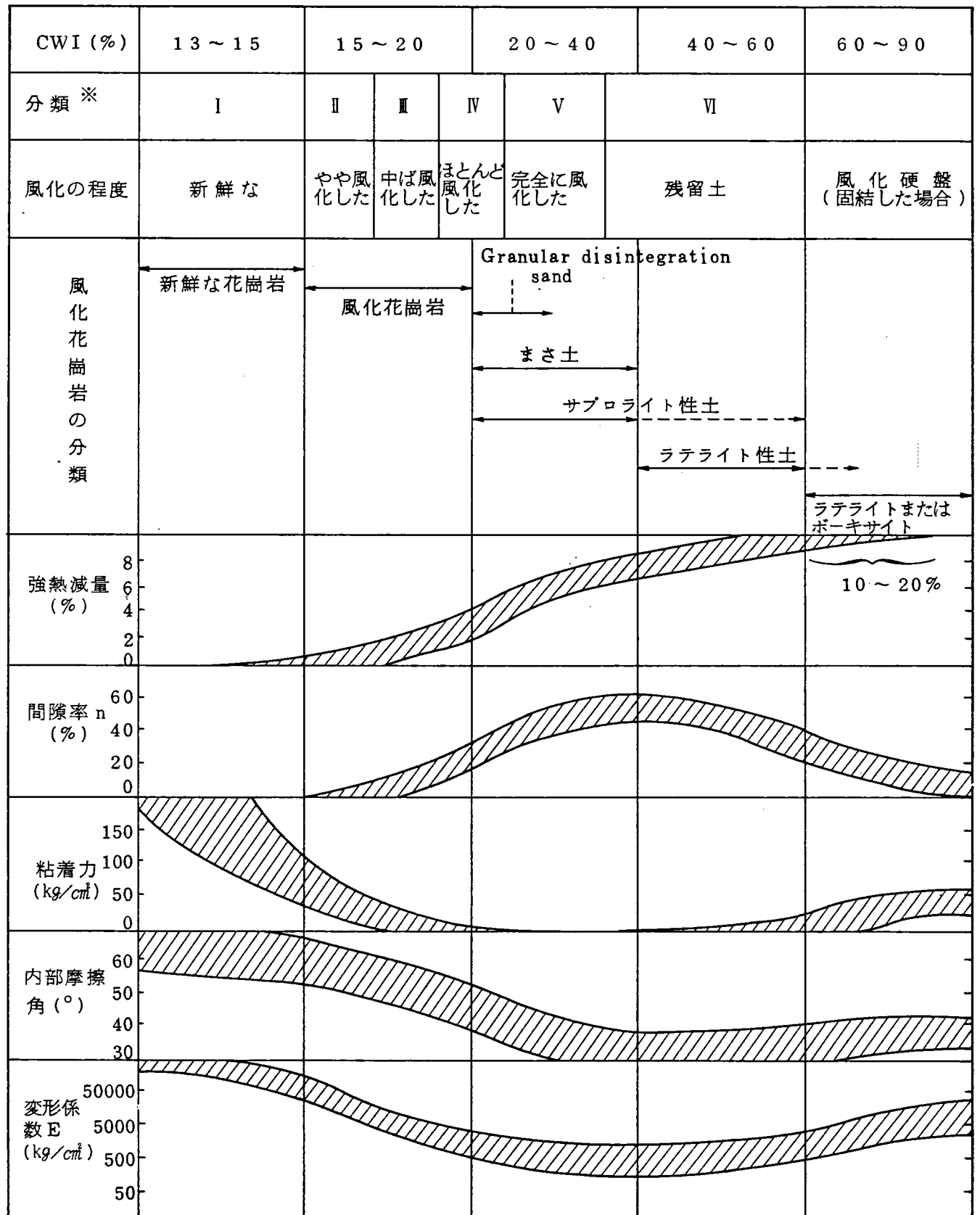


図-6.26 化学成分の変化と風化生成物の物理状態

ている風化花崗岩段階での風化が、間げき率の増加は著しいが、アルカリなどの化学成分の減少はわずかであるという指摘と一致する。

花崗岩の岩盤分類については従来から種々のものが提案されているが、岩盤分類として、Dearman¹⁸⁾の方法を採用してみると、CWIと岩盤分類の関係は表-6.11 のようになる。Dearmanの岩盤分類Ⅱ、Ⅲ、Ⅳは、CWIがほぼ15~20パーセントに相当し、Ⅴは、ほぼCWIが20~40パーセントに相当する。すなわち、岩盤分類は、当然のことながら岩盤中心の分類法であり、この範囲の化学的風化度の変化幅は小さいことになる。一方、工学的土質定数である間げき率、粘着力、内部摩擦角、変形係数、強熱減量の値とCWIの関係は本研究の成果と三浦⁶⁾、小野寺¹⁷⁾¹⁹⁾、庄野²⁰⁾、菊地²¹⁾、村田²²⁾らの研究結果を合わせて考慮すると、図のようになる。

表- 6.11 CWI と岩盤分類，工学的特性の関係



※ Dearman et al (1978)

ただし、これらの土質定数は、熱水変成による弱面や特別な亀裂等がない場合の値であり、粘着力 c 、内部摩擦角 ϕ は岩盤の場合、拘束圧 $2 \sim 50 \text{ kg/cm}^2$ 、砂質風化残積土の場合、拘束圧 $1 \sim 4 \text{ kg/cm}^2$ の圧密排水試験（CD試験）、粘土質風化残積土の場合、圧密非排水試験（CU試験）と、全て三軸圧縮試験による結果である。各々の土質定数は、ばらつきも考慮してある範囲で表示しており、これらの定数は花崗岩質風化残積土斜面での安定性を検討する際等には、おおよその設計数値となり重要な因子である。

以上の結果をもとに、試みに花崗岩質風化残積土の用語の定義を行うと、表-6.12 のようになる。従来から、この種の用語は、定義があいまいであり、表-6.12 の定義を使用すると定量的な表現でかなり明確なものとなる。この定義に従えば、日本のまさ土でもごくまれな場合であるが、風化帯が良く保存されている箇所では、CWI が40以上のものがあり、これは、もはやまさ土というより、ラテライト性土と呼べるもので、本質的に熱帯地方のラテライト性土と同一のものと考えられる。

表-6.12 CWI と花崗岩質風化残積土の用語の定義

風化残積土の種類	用語の定義
Granular Disintegration Sand	花崗岩系起源の風化した砂状残積土であり、30%以下のCWIを持つ
まさ土	花崗岩系起源の砂質系あるいはシルト質系風化残積土であり、40%以下のCWIをつ。
サブロライト性土	地盤工学的意味において、土の性質を示し、母岩の構造が明確に残っている残積土、花崗岩起源の場合20%以上のCWIを持つ。
ラテライト性土	熱帯および亜熱帯（時には温帯）気候区の地盤のA層およびB層（土壌学的定義）に属し、その粘土鉱物はカオリン系粘土、鉄およびアルミの三二酸化物からなっている。物理的な意味において、土であり、花崗岩が母岩の場合40%以上CWIを持つ。
ラテライト	熱帯および亜熱帯（時には温帯）気候区の地盤のA層およびB層に属し、主に鉄およびアルミの三二酸化物からなっている。物理的な意味において、粒状または塊状に固結しており、花崗岩が母岩の場合60%以上のCWIを持つ。

6.4.3 まとめ

新しい化学的風化指標（CWI）を使って、次のことが明らかになった。

- (1) 花崗岩の種々の風化状態は、CWIを使うことにより、定量的に表示することが可能となり、また、地球のいろいろな地域における花崗岩の風化残積土を、統一したスケールで扱うことができる。
- (2) $CWI = 13 \sim 15$ パーセントは、新鮮な花崗岩の段階であり、 $CWI = 15 \sim 20$ パーセントは、風化花崗岩の段階、 $CWI = 20 \sim 60$ パーセントは、風化残積土の段階、 $CWI = 60$ パーセント以上は、ラテライト（風化硬盤）と大分類できる。
- (3) CWIを従来の岩盤分類法、例えばDEARMANの方法と比較すると、 $CWI = 13 \sim 15$ パーセントが、分類Ⅰ、 $CWI = 15 \sim 20$ パーセントが、分類Ⅱ，Ⅲ，Ⅳに、 $CWI = 20 \sim 40$ パーセントが、分類Ⅴに、 $CWI = 40 \sim 60$ パーセントが、分類Ⅳにほぼ相当する。
- (4) CWIと岩および風化残積土の間げき率，粘着力 c ，内部摩擦角 ϕ ，変形係数，強熱減量等の工学的パラメーターには表-6.11に示したような関係があり、これらのパラメーターは、斜面の安定等を検討する際には有用な定数となる。
- (5) 風化残積土の種々の呼称をCWIを使って定義すると、表 6.12に示すように、定義が定量的に表現でき、より明確になる。今後、世界的に分布する風化残積土を取り扱う際には、CWIに基づく定義は便利なものとなる。

6. 5 結 論

本章では、花崗岩およびその風化生成物の風化度を定量的に判定できる新しい化学的風化指標（CWI=Chemical Weathering Index）を提案し、この指標に基づく、花崗岩質風化残積土の風化特性、岩盤分類や土層分類、世界的なこの種の風化残積土の用語の統一的定義を提案した。

まず第1節では、化学的風化過程全体を取り扱うことができ、工学的な目的にも使用でき、しかも、比較的簡単な表現法である新しい化学的風化指標の必要性を従来の研究も参考にして説明した。

第2節ではナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ付近、日本・鳥取市の花崗岩質風化残積土地盤で、深度毎に試料を採取し、試料の化学的分析を行うとともに、三河高原や島根県における花崗岩質風化残積土の既存のデータも使用し、風化過程や風化残積土土層内での化学成分の変化を調べた。

第3節では、上述の化学成分の変化の特徴から $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O (\pm) = CWI$ (Chemical Weathering Index, モルパーセント) と定義する新しい化学的風化指標を提案した。すなわち、新鮮な花崗岩では、地質年代、地域によらず $CWI = 13 \sim 15$ パーセントと風化の規準値がほぼ一定となり、しかも、風化に伴い、CWIは単調に増加するので、世界各地の花崗岩質風化残積土の化学的風化度を同じスケールで定量的に評価できることになる。

CWIの方法を使うと、例えば日本のまさ土はCWIが20~40パーセントの範囲に分布し、古赤色土の場合や、地形が緩かで古い土層が保存されている箇所では、熱帯地方に現在、分布するラテライト性土に近い所まで化学的風化が進んでいるものもあること、土色とCWI（化学的風化指標）は必ずしも一致しないこと、CWIと5 μ m以下の細粒分布含有率には、相関があること、ナイジェリア・カドナ地方の紫色・白色班状粘土層（GL-5m~12m）の紫色部と白色部では、鉄分含有量や強熱減量の値は異なるが、CWIで比較するとほぼ同じ値となり、同程度の化学的風化度と判定されること、等がわかる。また、日本のまさ土は従来から西日本に多く、東日本や北海道に花崗岩が分布しているにもかかわらず、少ないことが報告されているが、原因の1つは、氷河期の氷河活動とも関係があるらしいことがわかった。

第4節では、CWIの方法は、風化残積土の分類、さらに従来から提唱されている岩盤分類とも対応がつくこと等について、明確にした。すなわちCWI = 13~15パーセント；新鮮な花崗岩（岩盤分類Ⅰ），CWI = 15~20パーセント；風化花崗岩（岩盤分類Ⅱ，Ⅲ，Ⅳ），CWI = 20~60パーセント；風化残積土（20~60パーセント；岩盤分類Ⅴ，40~60パーセント；岩盤分類Ⅳ，CWI = 60パーセント；ラテライト）と大分類できる。また、CWIの値を使って花崗岩質風化残積土の用語の定義を行うと、世界的に種々の呼称で呼ばれているこの種の風化残積土が定量的で、明確な定義となり、表 6.12 に示す用語の定義を提案した。

いずれの点からも、CWIに基づく、花崗岩およびその風化生成物の定量的風化度判定は、非常に有用であり、今後、大いに普及することが考えられる。

参考文献

- 1) P.Reiche;Graphic representation of chemical weathering,Journal of Sedimentary Petrology, Vol.13, No.2, PP.58~68, 1943
- 2) B.P.Ruxton;Measures of the degree of chemical weathering of rocks,Journal of Geology, Vol.76, PP.518 ~527, 1968
- 3) 三浦 清 ; 深成岩の風化に関する研究 (第1類) - 新第三紀末の赤色風化作用による江津深成岩の風化、応用地質、Vol.14, No.3, PP.1~16, 1973
- 4) 大見, 本田, 井上, 吉田 ; 風化安山岩の化学的・物理的性質の関係について, 応用地質16巻 4号, PP1 ~9, 昭50.12
- 5) 木宮 一邦 ; 花崗岩類の物理的風化指標としての引張強度、地質学雑誌、第81巻第 6号、PP.349~364, 1975
- 6) 三浦 清 ; 軟岩をめぐる諸問題 - 花崗岩の風化とその力学的特性、土と基礎、Vol.28 No.7, PP.11 ~20, 1980
- 7) 三浦 清 ; 大東花崗閃緑岩の赤色風化 - 深成岩類の風化に関する研究 (第3報)、応用地質16巻 2号、PP.48 ~55, 1975
- 8) 地質調査所編 ; 地球科学的試料の化学分析法 2 (昭和53年), 地球科学的試料の化学分析法 3 (昭和54年)
- 9) Thornton C.P.and Tuttle O.F.; Chemistry of Igneous Rock I.Differential Index American Journal of Science Vol.258, PP.662 ~684, 1960
- 10) Aramaki S.,Hirayama K.,Nozawa T.;Chemical composition of Japanese Granites Part 2 Variation trends and average composition of 1200 analysis,Journal of The Geological Society of Japan.Vol.78, No.1, PP.39 ~49, January 1972
- 11) 末岡、柴田 ; 熱帯・温帯に分布する花崗岩質風化残積土の化学的風化度、応用地質学会年次発表会、PP.33 ~38, 1986.10
- 12) 土質工学会編 ; 日本の特殊土 PP.89, 昭和49年
- 13) 吉川、杉村、貝塚、太田、阪口 ; 日本地形編、PP.261, 1973, 東京大学出版会
- 14) 西田, 佐々木、久保井 ; まさ土の非晶質物質とその特性について、土質工学会論文報告集、Vol.24, No.2, PP.180~190, 1984.6

- 15) M.D.Gidigas;Parameters for classification of fine-grained laterite soil in Ghana.Highway Research Records.PP.57~ 79.1971
- 16) T.Sueoka,I.K.Lee,M.Muramatsu, S.Imamura;Geomechanical properties and engineering classification for decomposed granite soils in Kaduna District, Nigeria,1st.International Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils.PP.175 ~186.1985.2
- 17) T.Onodera,R.Yoshinaka,M.Oda;Weathering and its relation to mechanical properties of granite,Advances in Rock Mechanics,National Academy of Science,Washington D.C.PP.71~ 78.1974
- 18) T.Y.Irfan,W.R.Dearman;Engineering classification and properties of weathered granite, Bulletin of Int.Assoc.Eng.Geol.No.17,PP.79 ~ 90.1978
- 19) T.Onodera,M.Oda,K.Minami;Shear strength of undisturbed sample of decomposed granite soil, Soil and Foundations. Vol.16,No.1,PP.17 ~26,March.1976
- 20) 庄野, 佐々木, 藤原; 乱さない風化花崗岩試料の特性について, 土と基礎 Vol.23, No.2,PP.19~24, Feb.1975.
- 21) 菊地, 斉藤, 楠; ダム基礎岩盤の安定性に関する地質工学的総合評価について, 第14回国際大ダム会議提出論文, 1981.
- 22) 村田, 兵動, 安福; 風化度に着目した乱さないまき土の圧縮・せん断特性, 土木学会論文集、第382号, Ⅲ-7.PP.131~140 . 1987年 6月

7. 風化残積土における地盤工学の適用

7. 1 はじめに

風化残積土が実際のエンジニアリング（工学）の場で問題となるのは、大きく2つの分野であろう。すなわち、①乱さない風化残積土地盤で、その上に構造物を建設したり、あるいは、斜面として利用する際、乱さない地山の地耐力、応力～ひずみ関係、圧密、掘削によるゆるみ、斜面の安定、地山の透水性等が問題になる場合と ②風化残積土を建設材料として利用する場合で、路盤材、Low cost house、アースダムや盛土材料として利用する場合である。

乱さない風化残積土地盤において重要なことは、風化度も不均質で不連続、不均一な地山の強度や透水性を飽和・不飽和状態も考慮に入れながら、いかに把握するかということになる。参考までに表-7.1に一般に風化残積土のせん断強度に及ぼす不連続性、不均質性の原因について示す。¹⁾特に5章で検討した不連続性、不均質性は斜面安定を論ずる場合、重要な因子になり、西田は、風化残積土斜面における破壊の素因・誘因と破壊機構の関連を図-7.1のようにまとめた。

風化残積土を建設材料と考える場合、まさ土などの比較的、風化度合の進んでいない材料は、沖積軟弱粘土などと比べるとはるかに良質な建設材料となる。従来、日本ではまさ土は、海面埋立工事、宅地造成、道路の盛土工事、あるいは河川堤防やアースダムなどに広く用いられ、有効に利用されている。ただし、まさ土花崗岩が風化して生成した材料のため、一般の沖積砂とは性質が異なり、表-7.2に示すように一次的性質と二次的性質の組合わせで工学的性質が支配されることがわかる。¹⁾

一方、風化がかなり進んだラテライト粘土やラテライトは、路盤材やLow cost house の土壁ブロック等としてセメントや石灰等と混合して用いられており、Dan と Rohatgi は将来これらの用途以外で図-7.2に示すような様々なラテライトの利用法があることを述べている。²⁾

本章では、このような背景のもとに、主にナイジェリア・カドナ地方における石油製油所建設という国際プロジェクトにおいて、乱さない風化残積土地盤として、あるいは土質材料としていかにラテライトおよびラテライト性土をエンジニアリングの実例の場合に適用したかということを経路盤、タンク基礎、セメント処理、原位置試験等を例にとり検討した。

表 7-1 不連続、不均一性の強度に及ぼす要因

1) 不連続面の成因	引張りき裂または節理、せん断節理、小断層
2) 不均質物質、充てん物質の有無と成因	せん断に伴う破砕物質、地表からの侵入物質、母材の溶脱物質の沈殿物、熱水変質物質、貫入岩脈、などの区別
3) 不均質物質、充てん物質の性質	粒度、含水比、厚さ、など、鉱物組成、方向、化学組成、強度
4) 不均質物質、充てん物質と母材との関係	接触面がスムーズかどうか、スリッペンサイドなどのすべりの形跡の有無と方向

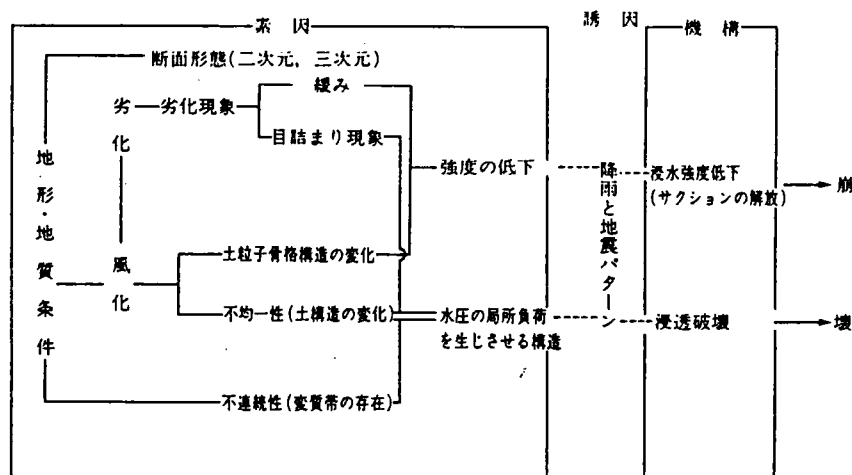


図 7-1 崩壊の素因、誘因と崩壊機構の関連

表 7-2 風化残積土の特性

土の状態 土の性質	沖積砂	乱さない風化残積土	乱した風化残積土
① 一次的性質	○土粒子は主に石英 ○土粒子摩耗、安定性大 ○粒度分布は一様で均等	○土粒子鉱物組成の変化大 ○土粒子の風化変質、不安定破砕 ○土粒子内空隙の発達 ○弱い土粒子間結合力	○土粒子の鉱物組成の変化 ○土粒子の風化変質、不安定、破砕 ○土粒子内空隙の発達 ○角ばった土粒子形状 ○粒度分布は広いが不連続
② 二次的性質	○空隙は連続的、一様 ○土粒子配列と空隙形状の変化 ○土粒子は点接触	○土粒子間空隙の発達 ○母岩の組織に支配される空隙構造と分布 ○粗大連続空隙 ○微小空隙量と自然含水比	○土粒子配列は土粒子の風化度、締め固め法に影響される ○空隙の一様化 ○水分の不規則分布
③ 工学的性質	○主として②によって支配される。 ○有効応力の原理適用	①と②は独立した要素として区別することが困難であり、①と②の両者の組合せで工学的性質が支配される	①と②は独立の要素として区別しうるが、①と②の組合せで工学的性質が支配される

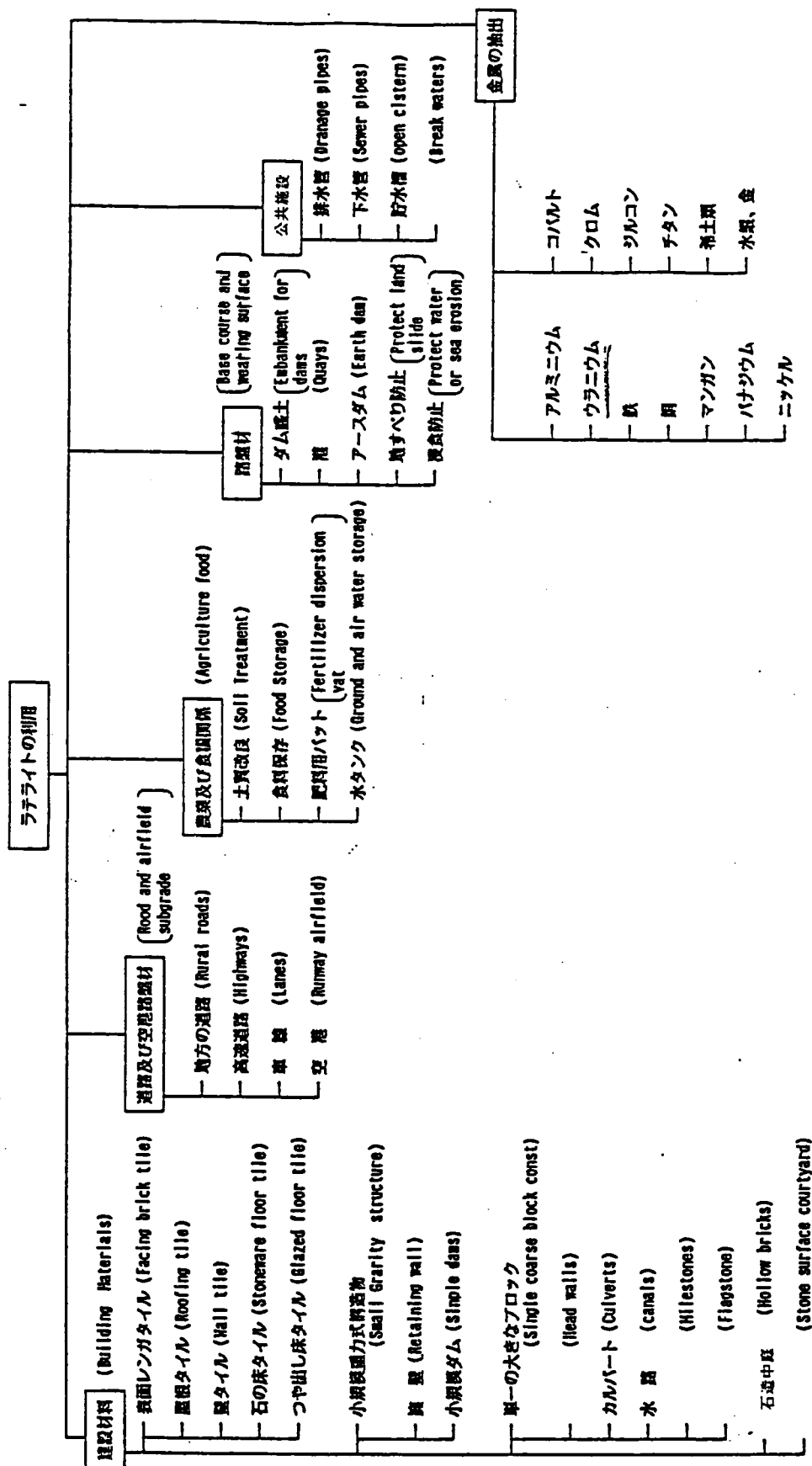


図 7-2 ラテライトの将来の利用法

7. 2 ラテライト性土の締め固め特性と路盤材としての利用

4章, 5章で述べたように、ラテライトおよびラテライト性土は、日本にほとんど存在しない熱帯、亜熱帯地方特有の風化残積土である。本節では、ナイジェリア・カドナ地方における石油製油所建設国際プロジェクトで経験したラテライト性土の締め固め特性とラテライト性土を道路路盤材やタンク基礎に使用した場合の設計, 仕様, 施工結果について述べる。

なお、カドナ製油所は、図-7.3(a) に示すように、ナイジェリアの首都ラゴスから内陸へ、約1000km入ったカドナ市郊外に位置している。製油能力は、10万バーレル／日であり、原油精製装置のほか、世界最大規模のドラム缶製造工場や、鉄道による製品出荷施設、タンクローリー発着所などがある（図-7.3(b)）。発注者は、ナイジェリア国営石油公社（NNPC）である。

7.2.1 ラテライト性土の締め固め特性

ナイジェリア・カドナ地方においては、図-2.14, 写真-3.1に示し、2.5.4で説明したように台地形ラテライトとしてラテライトが出現する。このラテライトの風化程度は化学的風化指標CWIを使って表わすと60～65%である。またラテライト下層には、比較的粗粒分の多いCWIの値が45～60%のラテライト性土も出現し、これらの風化残積土材料は、締め固めることにより、種々の利用法が考えられる。本節では、これらの風化残積土の締め固め特性について述べる。なお、締め固め試験結果は表-7.3にその一覧を示す。以下締め固め特性の個々の項目について述べる。

(1) 最大乾燥密度, 最適含水比と細粒分含有率の関係

B層, C層の種々の試料について締め固め試験を行い、図-7.4の関係が得られる。概略的には、75 μ m以下の細粒分含有率の大きな試料程、最大乾燥密度は小さく、最適含水比は大きくなる。ただし、B層試料の中には、C層試料より、細粒分含有率が大きいにもかかわらず、最適含水比が小さく、最大乾燥密度が大きなものもある。これは、CWIの値が45～60%のB層試料がCWIの値が35～45%のC層試料より風化が進んでおり、締め固めに適した粒度分布であるためと考えられる³⁾（図-3.16 参照）。

カドナ地方のラテライト性土以外の花崗岩質風化残積土等と最適含水比, 最大乾燥密度を比較すると図-7.5のとうりとなる。

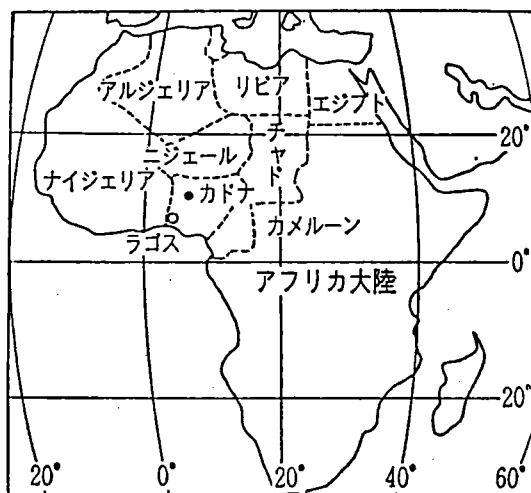


図 7-3 (a) ナイジェリアの位置

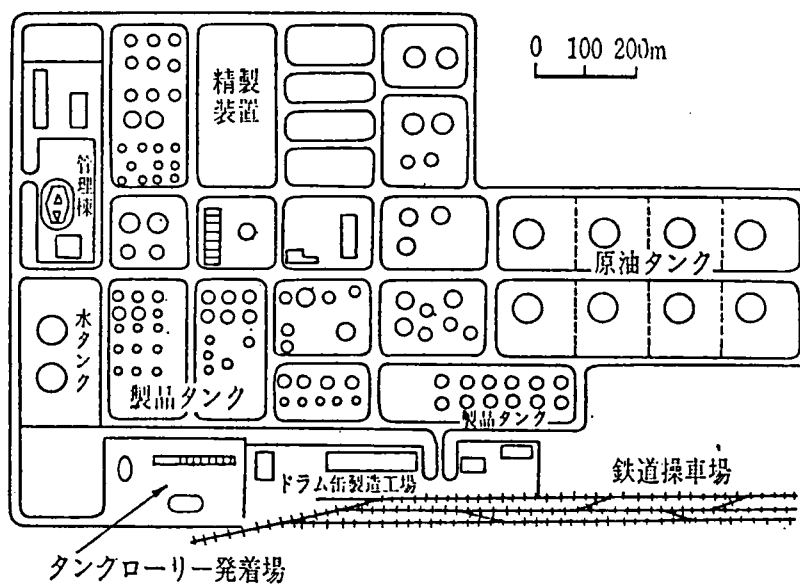


図 7-3 (b) カドナ製油所配置図

表-7.3 ラテライト性土の締め固め試験結果

試料 番号	<75μm の細粒分	ASTM D-698		ASTM D-1557		非水浸CBR						水浸CBR						簡易土層分類
		ASTM D-698		ASTM D-1557		ASTM D-698			ASTM D-1557			ASTM D-698			ASTM D-1557			
		ρd max (g/cm ³)	ωopt (%)	ρd max (g/cm ³)	ωopt (%)	CBR (%)	ρd (g/cm ³)	ωn (%)	CBR (%)	ρd (g/cm ³)	ωn (%)	CBR (%)	ρd (g/cm ³)	ωn (%)	CBR (%)	ρd (g/cm ³)	ωn (%)	
1	59.3	1.582	20.7	1.580	21.0	10.5	1.665	20.9	14.7	1.676	20.9	5.3	1.675	20.2	8.0	1.660	21.5	C
2	52.8	1.547	25.0	1.530	23.0	9.7	1.651	21.7	32.4	1.590	24.0	4.9	1.630	22.5	6.4	1.681	20.9	C
3	25.2	1.963	12.0	2.020	10.6	81.3	1.943	11.0	10.9	2.030	10.2	29.0	1.908	10.8	36.2	1.987	10.5	B
4	84.4	1.680	20.0	1.700	18.5	8.4	1.652	20.8	5.2	1.630	21.0	2.0	1.640	21.3	2.1	1.631	23.7	B
5	25.2	1.963	12.0	2.020	10.6	78.0	1.950	11.8	41.2	2.060	10.2	34.5	1.964	10.8	43.3	2.055	12.6	B
6	25.2	1.952	11.5	2.000	10.5	66.8	1.965	11.6	80.0	2.040	10.1	25.0	1.930	11.5	35.2	2.080	10.8	B
7	61.6	1.710	17.6	1.775	16.1	9.6	1.703	19.2	23.0	1.765	15.9	7.9	1.659	21.4	7.9	1.659	21.4	B
8	61.6	1.692	18.6	1.750	17.0	8.0	1.686	19.4	18.2	1.740	16.6	8.2	1.685	19.5	7.9	1.659	11.0	B
9	24.6	1.880	13.8	1.980	11.5	31.2	1.830	14.0	65.1	1.970	11.6	30.3	1.870	18.0	50.1	1.970	11.5	B
10	79.4	1.772	17.2	1.791	16.5	20.8	1.740	17.5	23.4	1.786	19.0	7.8	1.725	17.2	5.8	1.750	18.8	B
11	76.0	1.870	19.2	1.660	20.0	23.5	1.645	19.0	15.9	1.650	20.9	12.4	1.631	19.0	8.1	1.665	21.0	C
12	32.0	1.724	18.9	1.805	17.5	50.1	1.560	18.5	78.9	1.825	16.2	5.6	1.552	22.0	51.8	1.690	19.1	B
13	32.0	1.815	16.1	1.926	11.5	63.6	1.805	15.3	96.1	1.940	12.0	28.5	1.827	15.2	44.2	1.947	9.5	B
14	22.9	1.920	16.4	1.975	14.1	29.7	1.888	16.0	86.3	1.917	14.0	10.3	1.740	16.3	59.4	1.932	16.8	B
15	55.0	1.650	19.9	1.720	18.8	32.6	1.660	19.2	47.7	1.705	18.0	16.0	1.650	18.9	28.9	1.713	20.8	B

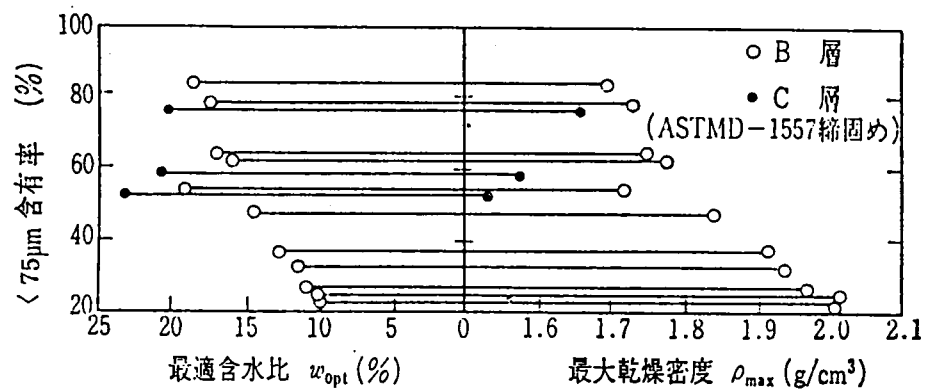


図-7.4 最適含水比，最大乾燥密度，細粒分含有率の関係

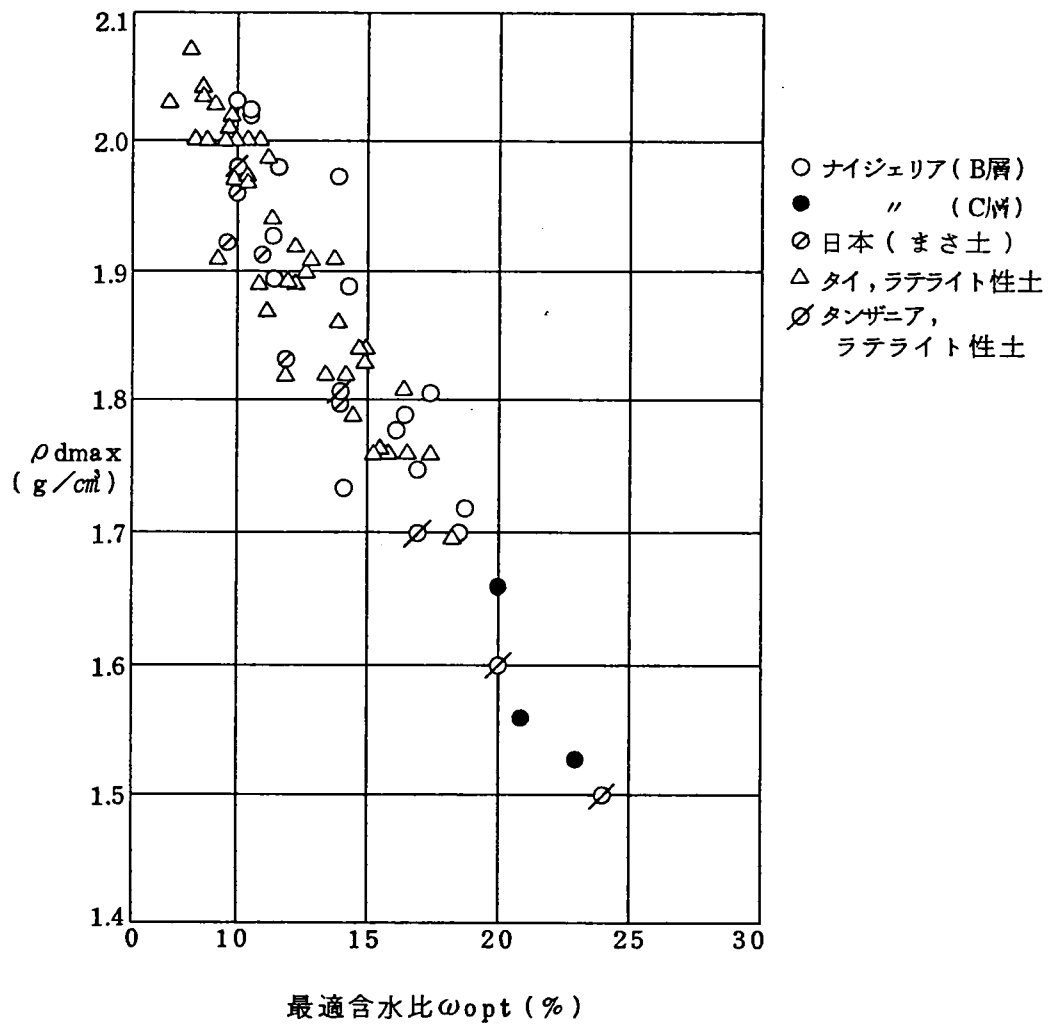


図-7.5 最適含水比 w_{opt} 最大乾燥密度 ρ_{dmax} の関係

同じ最適含水比でも、最大乾燥密度の値は、ラテライトやラテライト性土の方が、まき土より、比重の大きな分だけ、大きいようである。

一方、実際の締め固め施工に大切な自然含水比と最適含水比の関係を求めると、図-7.6のとうりとなる。B層ラテライト性土は、自然含水比が最適含水比に近く、掘削した土をそのまま締め固めれば良いが、C層の土は、自然含水比が最適含水比よりやや大きく、若干の自然乾燥が必要なことがわかる。

(2) 締め固めエネルギー

図-4.17のような粒度分布を持つB、C層試料について、締め固めエネルギーをかえて、乾燥密度、飽和度を調べた(図-7.7)。C層試料は高い締め固めエネルギーで過転圧状態になるが、B層試料は、締め固めエネルギーが、高い程、締まる試料であることがわかる。

(3) 粒度分布、非水浸CBR試験、乾燥密度の関係

B層試料の $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分含有率と乾燥密度、室内非水浸CBR試験の結果をまとめると図-7.8のとうりになる。 $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分が35パーセント以下の良質ラテライト性土の場合、非水浸CBRは70パーセント以上存在することがわかる。また粒度分布の点から、B層良質ラテライト性土試料は、タルボットの粒度曲線に近く、締め固めに適した粒度分布であることは、既に述べたとうりである。

(4) 締め固めによる土質工学的特性の変化

乱さないラテライト性土地盤の現場CBR試験値と乱したラテライト性土の室内非水浸CBR試験値および飽和度の関係を比較すると、図-7.9、図-7.10のとうりとなる。乱さないラテライト性土地盤は、比較的低い乾燥密度でもかなり大きなCBR値が存在する一方、乾燥密度が $1.8\text{g}/\text{cm}^3$ 以上になると、締め固めたラテライト性土の方が、大きなCBR値を持つようになり、締め固め効果が発揮されることがわかる。

(5) 水浸による締め固め特性の変化

4日間の水浸により、締め固め曲線およびCBR試験値は、図-7.11、図-7.12のように変化する。最適含水比より、乾燥側の試料は、水浸後、含水比の増加、強度低下が著しいことがわかる。一方、水浸CBRと細粒分含有率、乾燥密度の関係は、図-7.13のようになる。 $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分が35パーセント以下の良質ラテラ

イトの場合、40パーセント以上の水浸C B R 値があることがわかる。ラテライト性土と日本の花崗岩質風化残積土であるまさ土の水浸C B R 値を比較すると、図-7.14 のとおりとなる。両者の間で風化の程度は異なるが、乾燥密度が同程度であるなら、同じ程度の水浸C B R を持つことがわかる。

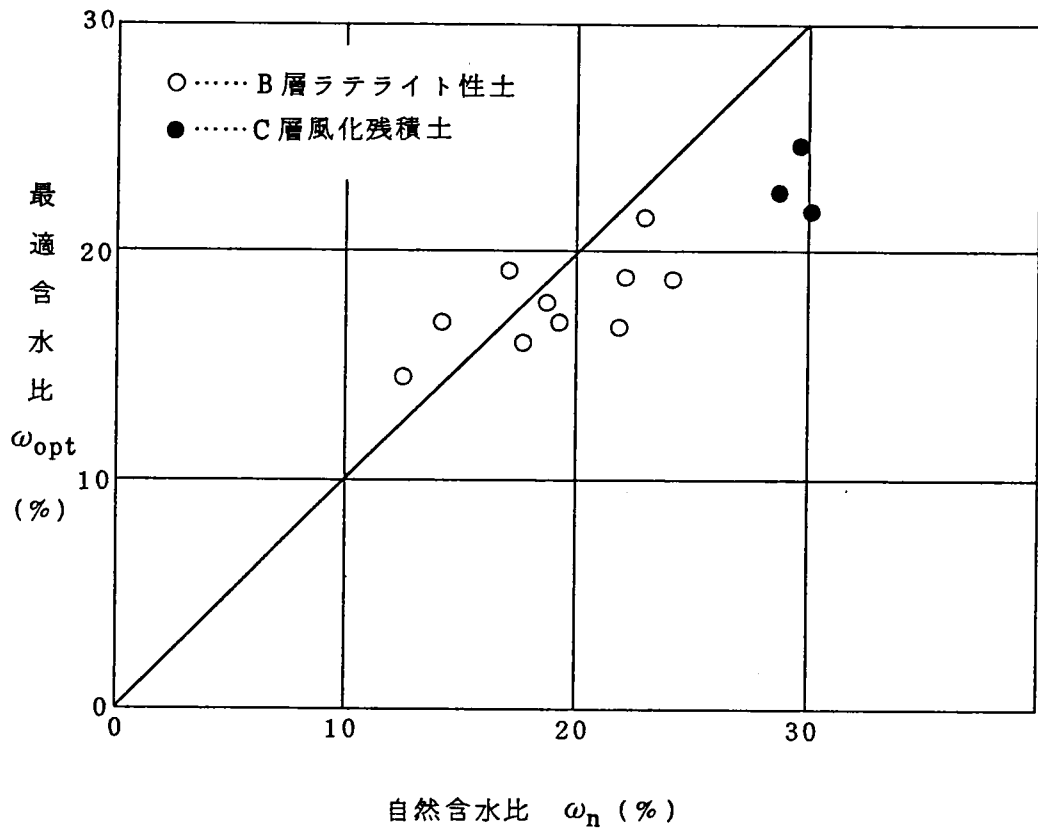


図-7.6 最適含水比と自然含水比の比較 (ASTM D-698)

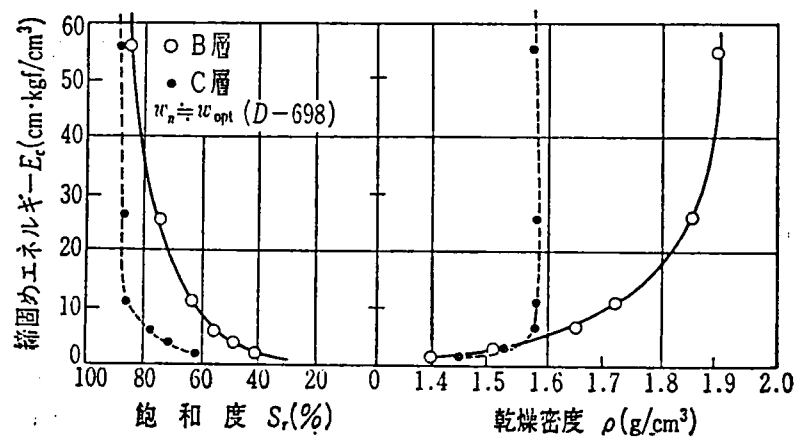


図-7.7 締固めエネルギーを変化させた場合の乾燥密度、飽和度の変化

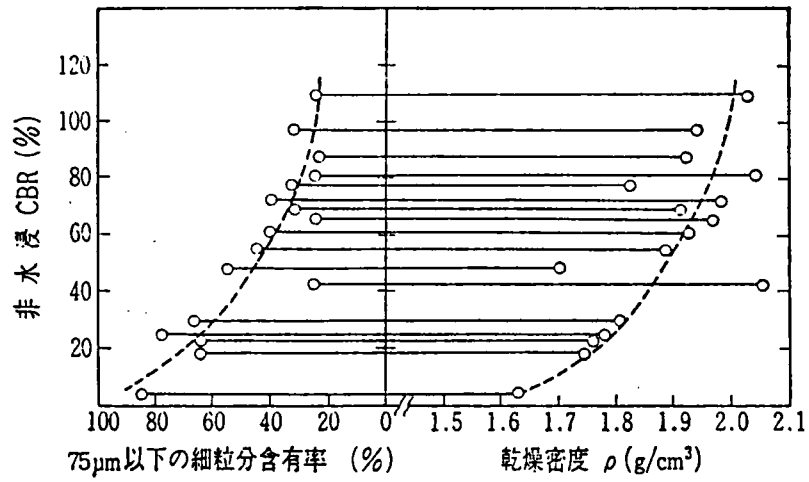


図-7.8 室内非水浸 C B R と乾燥密度，細粒分含有率の関係（B 層）

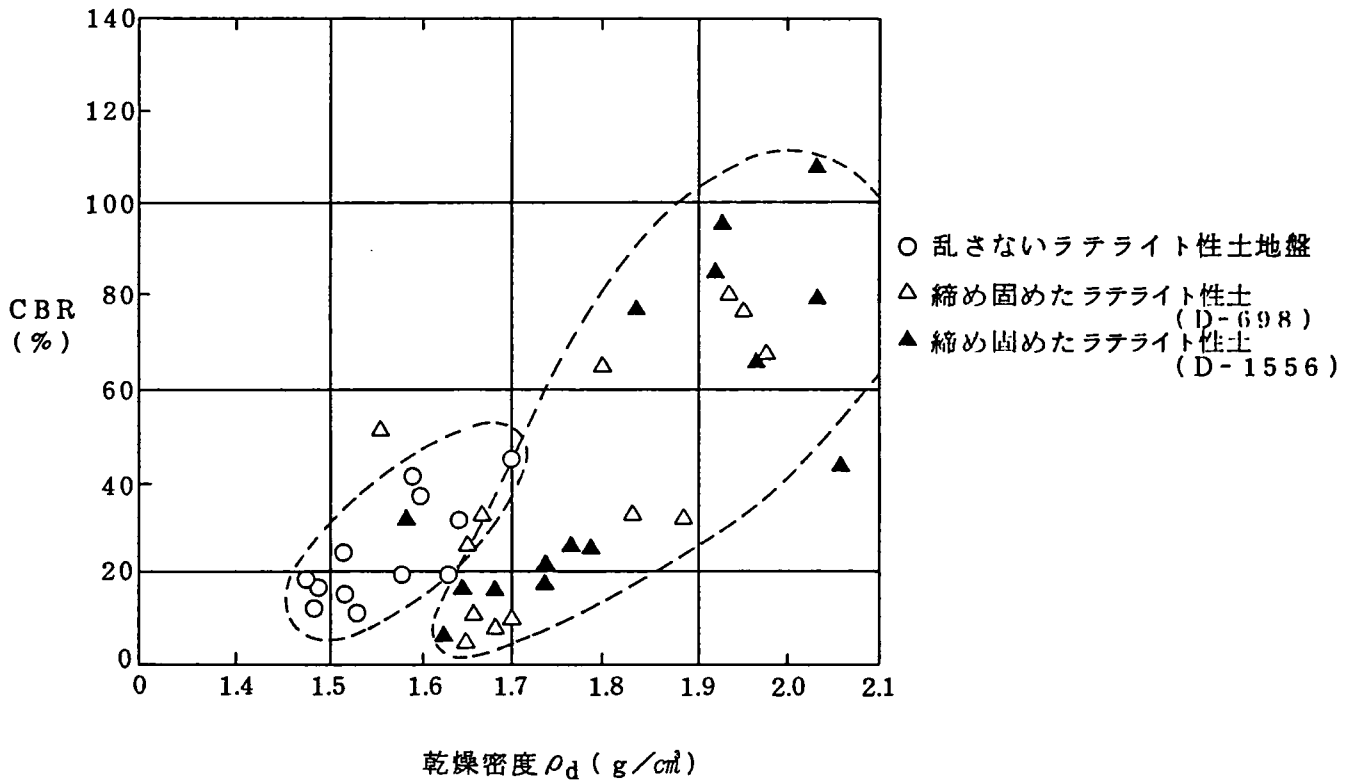


図-7.9 乱さないラテライト性土と締め固めたラテライト性土の比較（C B R と密度）

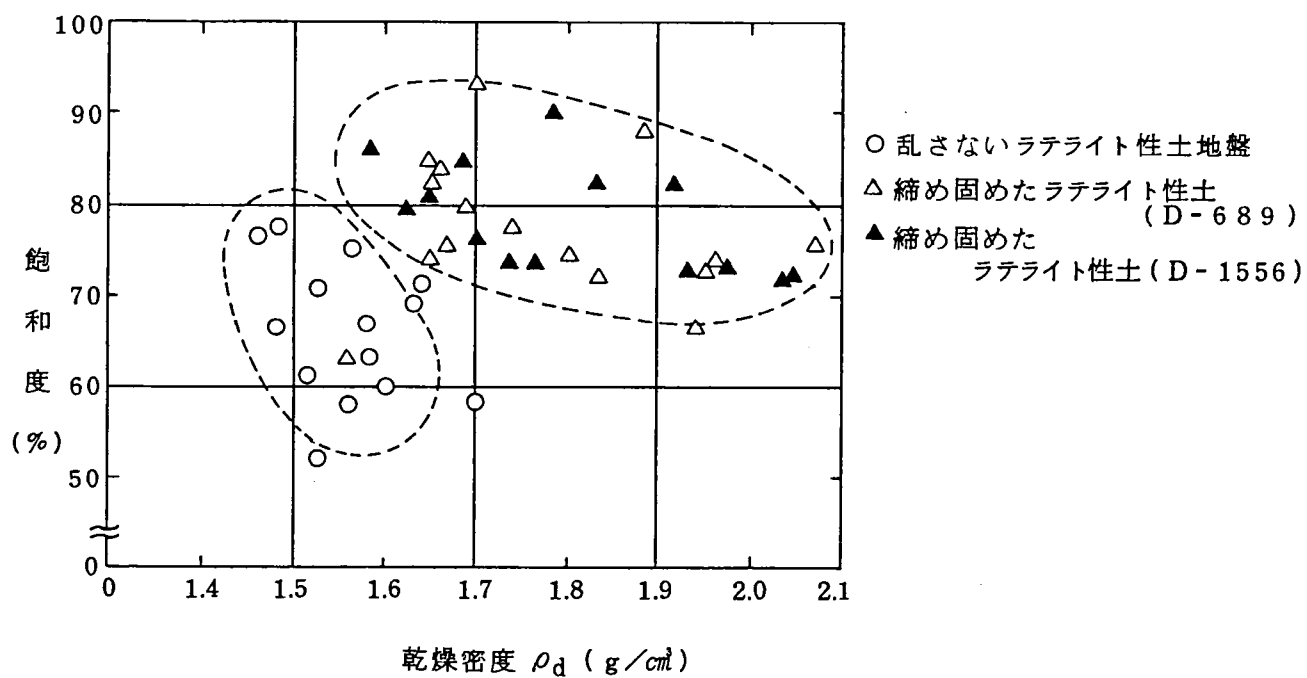


図-7.10 乱さないラテライト性土と締め固めたラテライト性土の比較（飽和度と密度）

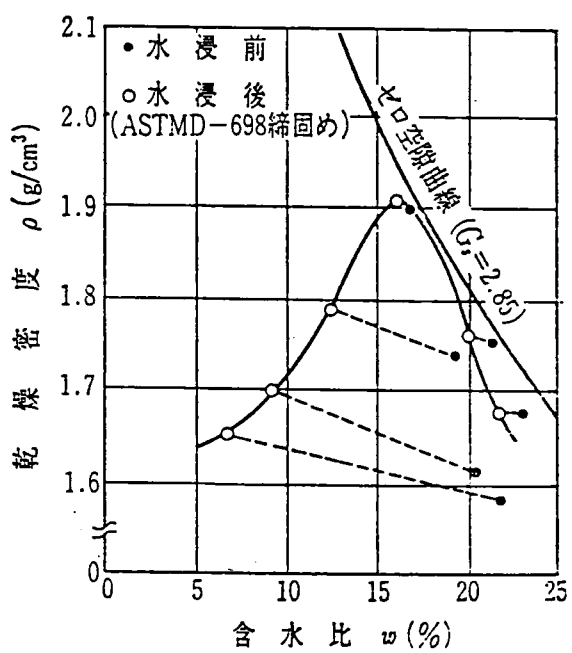


図-7.11 水浸後の締固め曲線の変化

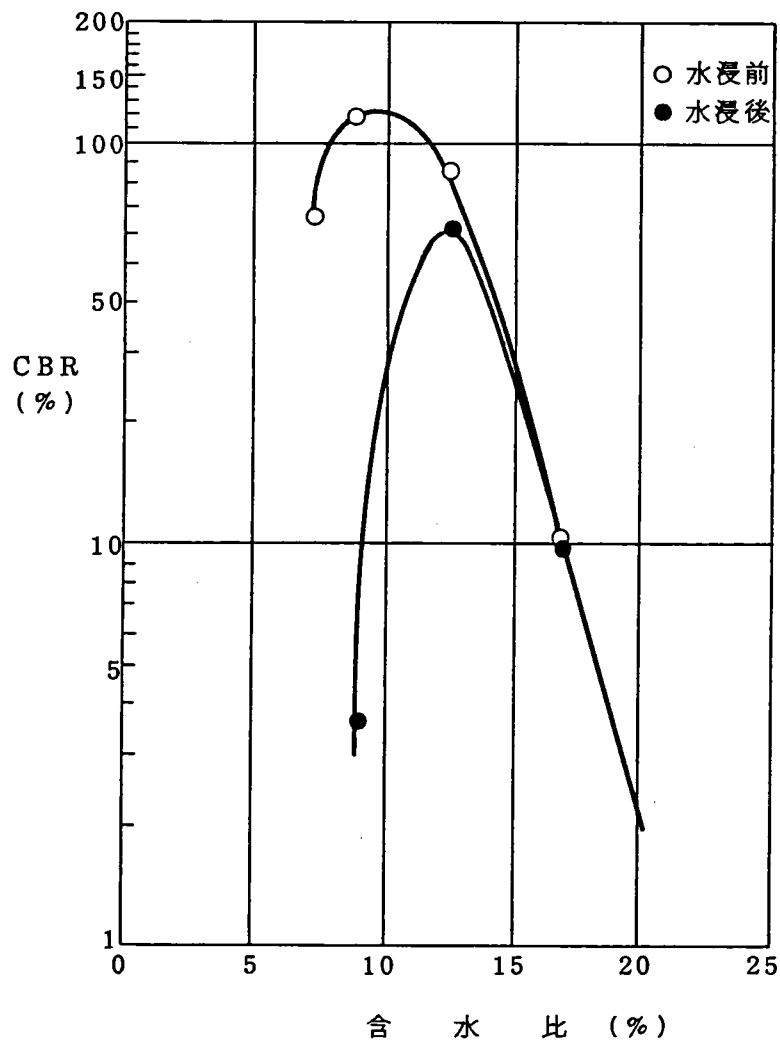


図-7.12 水浸後の C B R 試験値の変化
(含水比は水浸前のものを利用)

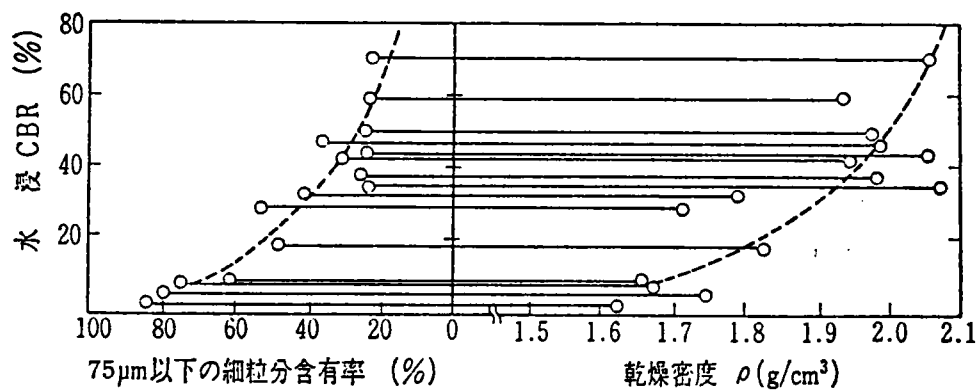


図-7.13 水浸 C B R と 75 μ m 以下の細粒分含有率, 乾燥密度の関係

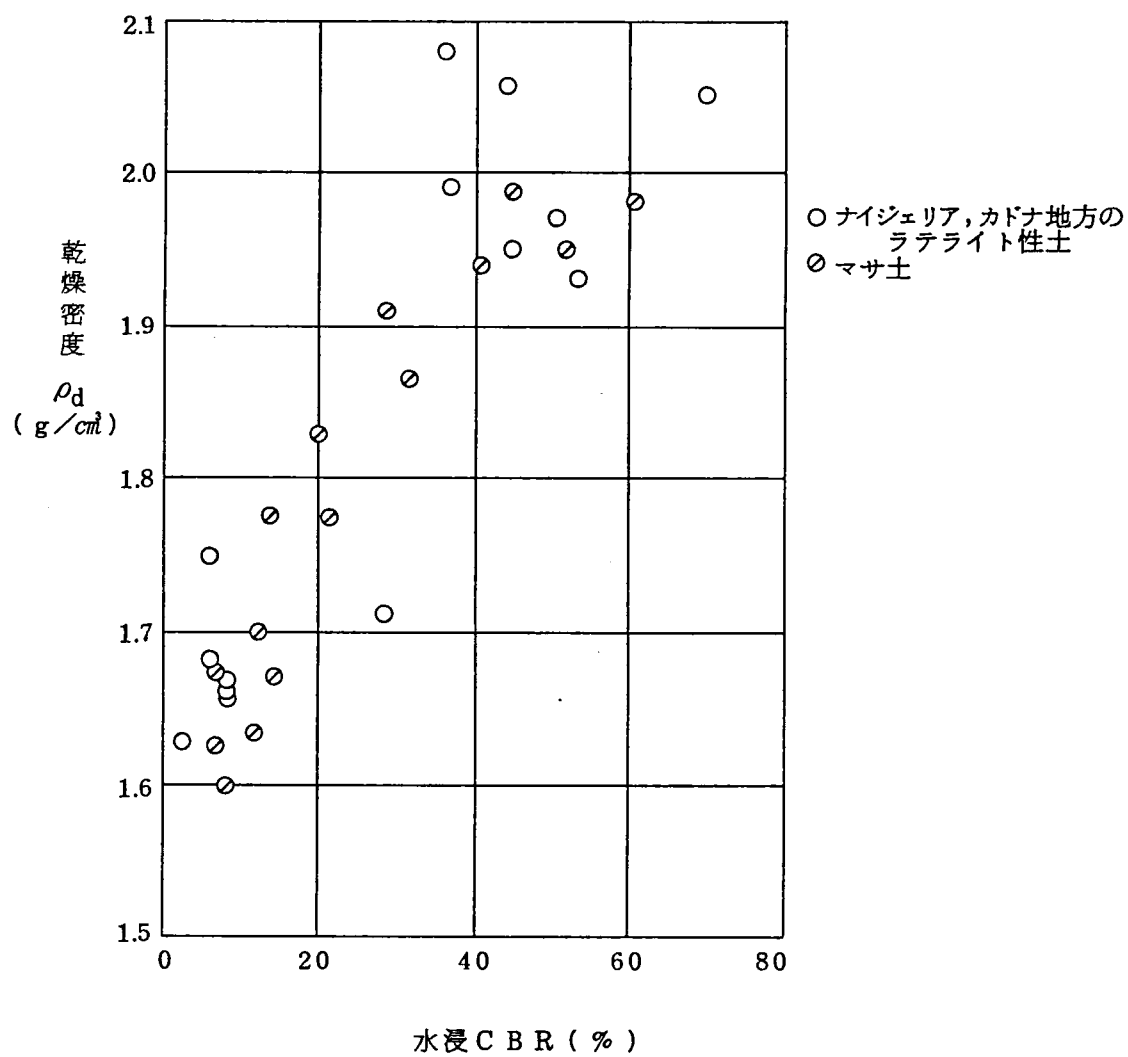


図 7-14 ラテライト性土, まさ土の水浸 C B R と乾燥密度の関係

7.2.2 路盤材の仕様変更とラテライト性土の利用

ナイジェリア・カドナ地方におけるラテライト性土は 7.2.1で述べたような締め固め特性を持つことがわかったが、カドナ製油所建設プロジェクトが始まった段階では、道路舗装は、以下の仕様のよう碎石路盤にアスファルト乳剤を散布するものであった。(図-7.1参照)

… 2. 1 道 路

2.1.1 道路の種類

全ての主要道路は 6m 巾で最大交通車輛荷重12トンで設計される。車両の平均方向転換半径は15m, 車幅は、2.5 mとする。

2.1.2 路 床

(a) ● 主要道路の路床とその周辺は以下の構成からなる。

0/30 mmの連続した粒度分布の碎石であり締め固め後 0.25 m[※]の厚さとする。この厚さは、土の地耐力が弱い箇所では、0.4mまで増加する。

● 0/30mmの良質碎石で締め固め後10cmの厚さとする。

(※) 図面は土質調査や現場試験の結果によって変更することがある。



写真-7.1 ナイジェリア北部の国道

2.1.3 表 層

(a) 通常交通ゾーン

アメリカ合衆国アスファルト協会仕様に合致するアスファルト乳剤を3層にわたって散布する。

ところが、現地調査の結果、以下のことが判明した。

- ① ナイジェリアの路盤材は、碎石を用いたものもあるが、写真-7.1に示すように、ラテライトや粗粒ラテライト性土を用いるか、またそれらをソイルセメント工法で改良したものが多くあること。
- ② 現地発生材を使用した方が安価であり、日本から大きな碎石プラントを持ち込むより、現地発生材を用いたほうが、現地経済をうるおし、地元もそれを望んでいること。
- ③ 地下水位も比較的深く、大きな排水溝さえ構築すれば、排水条件も良好なこと。

一方、ラテライトおよびラテライト性土は、良質のものでも $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分を含み、液性限界、塑性限界値が存在することが多い。温帯地方の路材の仕様においては、塑性指数があるような材料は、路盤材として不適と規定しているものが多いが、熱帯サバンナ気候に属するカドナ地方の場合、③の理由も加えて、厳しすぎると考えられた³⁾。例えば、熱帯地方であるガーナやタイの道路路盤材の仕様は、表-7.3, 表-7.4のとうりになっている。

すなわちタイ王立道路局による「高速道路建設仕様1966」（これは合衆国海外援助U S A I Dによる国際舗装プロジェクトを基にし、A S T M・D - 1560,71によるR - 値を採用している）がラテライト砂利を路盤材として利用する場合の仕様を与えている。また、ガーナにおいては、路盤の強度はC B R試験値によって分類され、クラスⅠ（C B R > 100），クラスⅡ（C B R > 70），クラスⅢ（C B R > 50）となっている。クラスⅠは重交通，クラスⅡは中交通，クラスⅢは軽交通に相当している。路盤材の仕様は、表 7.3(a), (b) に示すものとなっており、クラスⅢでは、 $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分の含有率を最大25パーセント認めるものとなっている。

Townsentらも、その他のアフリカの国々やブラジル等の路盤材仕様と温帯地域の代表的道路仕様であるA A S H T O（合衆国道路および運輸基準）やC E（アメリ

表-7.3 (a) ラテライトとラテライト砂利の粒度分布仕様 (ガーナ)

ふるい	クラス I	クラス II	クラス III	路 床
2 インチ	100	100	100	— —
$1 \sim \frac{1}{2}$ インチ	82— 100	90— 100	100	100
$\frac{3}{4}$ インチ	51— 100	51— 100	69— 100	85— 100
$\frac{3}{8}$ インチ	30— 90	30— 90	47— 75	70— 95
$\frac{3}{16}$ インチ ~ NO.4	19— 73	19— 73	36— 59	55— 76
NO.8	8— 51	8— 51	24— 43	40— 57
NO.30	4— 31	4— 31	20— 35	34— 48
NO.200	0— 15	0— 15	15— 25	25— 42

単位 ; %

表-7.3 (b) 路盤材の塑性と耐久性仕様 (ガーナ)

規 準	クラス I	クラス II	クラス III
耐久性 (骨材破碎値)	< 35	35— 40	40— 50
(PI) × (NO.200ふるい通過%)	最大 200	最大 400	最大 600
(LL) × (NO.200ふるい通過%)	最大 600	最大 900	最大 1250
設 計 C B R	最小 100	最小 70	最小 50

表-7.4 (a) タイ国における拡張統一分類法による耐久性の基準

＊ 耐久性の幅	記 号	備 考
> 35	1	主要な国道に使用可能な良質な路盤であり、一般的に耐久性の強い材料
20～30	2	主要な高速道路の路盤または二級国道の路盤材に使用可能な耐久性のある普通程度の強度材料
< 20	3	二級国道の路盤として使用可能な耐久性を持ち、盛土のセレクト材とともに使用可能

＊ カルフォルニア耐久性試験

表-7.4 (b) タイ国における路盤材の耐久性、塑性基準

材 料	R - 値	PI×No. 200フルイ通過量	カルフォルニア耐久性
クラス I	最小 80	最大 15	最小 40
クラス II	最小 70	最大 20	最小 35

表-7.4 (c) タイ国における路盤材基準

材 料	3インチ	2～1/2 インチ	No.4	No.200	PI×%No.2000 ふるい通過量	R - 値
クラス I	100	90～ 100	35～70	0～20	最大 50	最小60
クラス II	100	90～ 100	40～90	0～25	最大 80	最小50
クラス III	100	10～ 100	50～100	0～30	最大 150	最小40

カ陸軍道路、空港、ヘリポートの設計・計画基準)を比較し、熱帯地方におけるラテライトおよびラテライト性土を使用した路盤材は、粒度分布と塑性指数の点で温帯地方の仕様よりゆるい基準でも十分であるとしている⁴⁾。同様の指摘はSimon や Gidigas⁶⁾によってもなされており、著者の観察結果とも一致している。よって、ナイジェリア、カドナ精油所建設プロジェクトにおいては、構内舗装路盤の設計を、NNPC (ナイジェリア国立石油公社)と打合せの上、以下の考えで実施した。

a) 交通条件

アスファルト舗装要綱の交通区分A⁷⁾(大型交通量 250台/日・一方向)を採用し、(表層+基層)は5cmのアスファルトコンクリートとした。

b) 路床条件

路床土は、B層地盤を利用することとし、地表面下50cmの現場CBR試験を数多く行った(図7.15参照)。試験箇所は、既に仮設道路として利用しているため、良く締め固められており、現場CBRは、40%以上存在することが多く、一方、室内CBR試験をもとに決める設計CBRの値は、乱して試料を締め固めるため12パーセント以上の値であった。現地は排水条件が良好であり、地下水位は雨期中でも6m以上存在するが、路床土の設計CBRとしては、安全を考慮して10%とした。

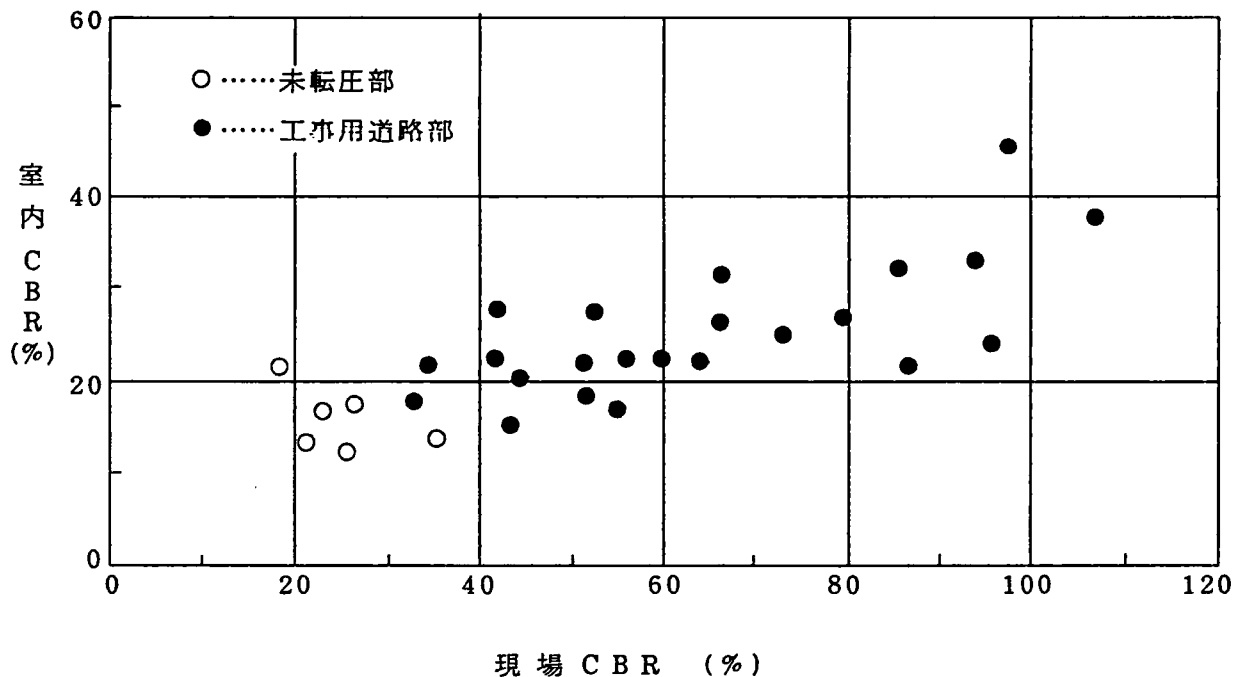


図-7.15 路床部の現場CBRと室内CBR

c) 気象条件

カドナ製油所での気象条件データは図-3.4のとおりである。路盤材としての良質ラテライトの塑性指数は、N.P.~15% 程度であり、厳密には、アスファルト舗装要網の路盤材の仕様に合わないが、塑性指数は、主に凍上の問題が発生する地域での規定と考え⁵⁾、当プロジェクトでは75 μ m以下の細粒分含有率を35% 以下に保つことを第一に考えた。

d) 舗装厚

アスファルト舗装要網に基づき、舗装厚の設計を以下のように行なった。ただし、良質ラテライトの場合、修正CBR は40% 程度存在し、路盤材としての等値換算係数は 0.25 を採用した。

条件：A交通，設計CBR ≥ 10

アスファルトコンクリート厚 = 5 cm

$$T_A = 12.5\text{cm} = 1.00 \times 5.0 + 0.25x \quad \therefore x = 30\text{cm}$$

$H = 23\text{cm}$ (合計厚は $5 + 30 = 35\text{cm}$ で十分)

T_A = 舗装を全て加熱アスファルトで舗装した場合の必要厚さ (cm)

x = 路盤の厚さ (cm)

H = 路盤を含めた合計舗装厚さ (cm)

代表的な道路断面を図- 7.16 に示す。図から分かるように、排水溝と舗装部間の地山部は、原則として、転圧後アスファルト乳剤を散布し、雨水の地山部への浸透を防護した。

なお、設計変更後の仕様は以下のとおりである。

:

3.1.2 路盤

主要道路および副道路とその周辺の路盤は、締固め後30cmの良質ラテライト材で構成される。地耐力の小さな箇所では、40cmまで厚さが増加する。

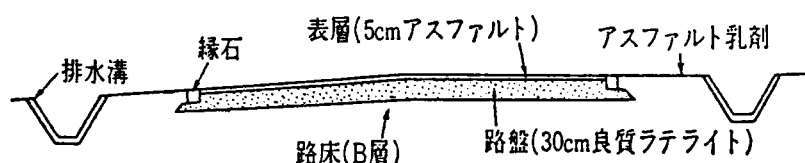


図-7.16 アスファルト舗装道路断面

3.1.3 表層

:

(b) 重交通域

重交通域の表層は厚さ5cmのホットミックスアスファルトコンクリートからなる。

:

4. 材 料

4.1 路盤材料

路盤材料は以下の要求を満たすものとする。

- a) A S T M C-117 の試験法によって 35 %以下の細粒分を含むもの。
- b) 植物や他の有害物を含まないもの。

舗装路盤の完成後、路盤はおおむね良好な状態であったが、計画車両重量(12t)より大きなタンクローリーが出入りする舗装路盤については、急カーブ等で舗装が破壊し、最終的にコンクリート舗装を行わざるを得ない箇所も発生した。ただし、計画どおりの交通区間では、ラテライトおよびラテライト性土を用いた舗装路盤は、十分機能を満足することが3年間の観察によって確められた。(写真-7.2参照)

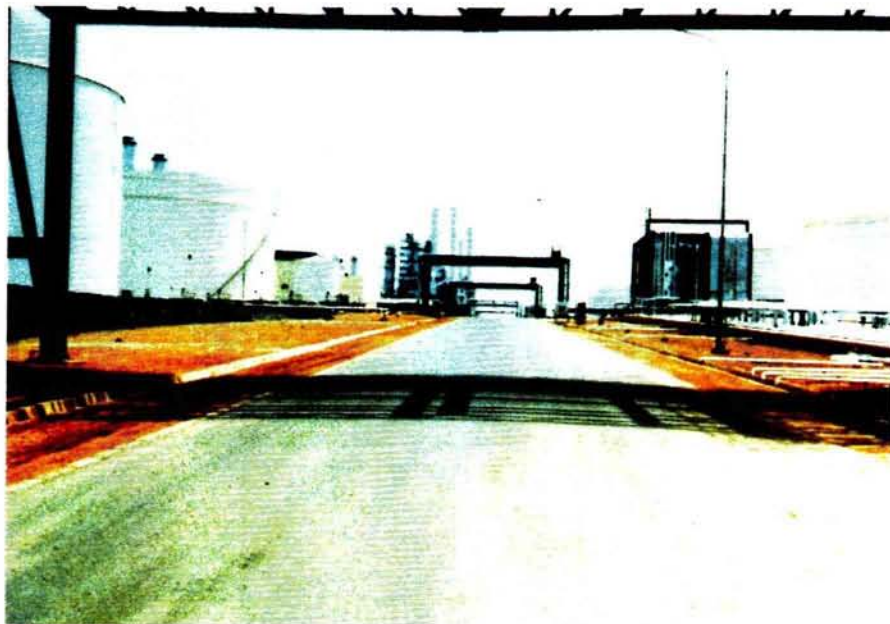


写真-7.2 ラテライトおよびラテライト性土を路盤材に用いた
アスファルト舗装道路

7.2.3 タンク基礎としてのラテライト性土の利用

石油精油所の建設に当っては、大小合せて200基以上のタンク基礎を建設した。タンク基礎の仕様は、図 7.17 に示すように、 $75\mu\text{m}$ 以下の細粒分が35%以下のラテライト性土を締め固め、その上に150mmの厚さの碎石を敷き、アスファルトを散布したものとした。碎石や砂をあまり用いず、可能な限り、ラテライトおよびラテライト性土を用いたのは、7.2.2で述べたことと同じ理由による。(写真-7-3参照)

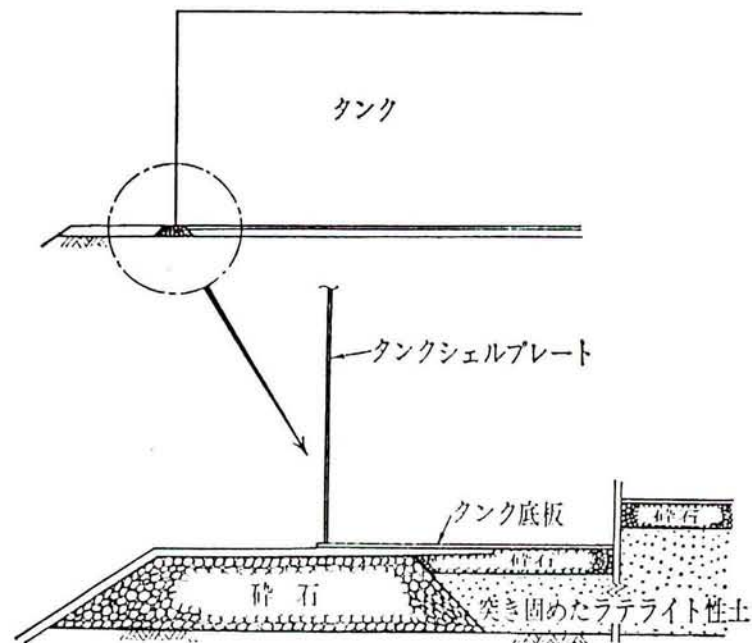


図-7.17 ラテライト性土を使ったタンク基盤



写真-7.3 ラテライト性土を使ったタンク基礎

7.2.4 ラテライト性土の締め固め管理

ラテライトおよびラテライト性土を用いた舗装路盤の建設に当っては、施工管理のため、数多くの現場 C B R 試験を行う必要があるが、試験の迅速化を計るため、図- 7.18 に示す球体落下式 C B R 試験機を使うことにした。

球体落下式 C B R 試験の原理は、直径 9cm、重量 4.07 kg の半球を 60 cm の高さから自由落下させ、地盤の強度に応じたへこみの直径をカーボン紙に移すことにより、いわば動的に C B R 値を取るもので、^{9),10)}へこみの直径 (D_{mm}) と現場 C B R 値の関係は、図- 7.19 のような関係となる。この関係を使い、約 10 万 m^2 の舗装路盤の締め固め管理を行なった。ただし、転圧した路盤は、日数が経過すると、乾燥により見かけ上 C B R 値が増加するため、施工管理は転圧後、できるだけ早い時期に行なった。

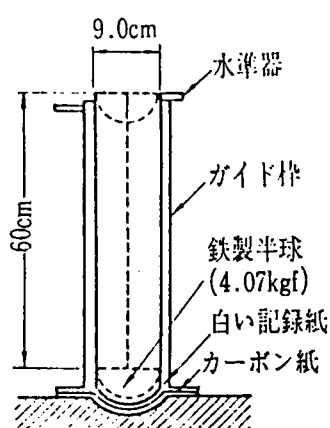


図-7.18 球体落下式 C B R 試験機

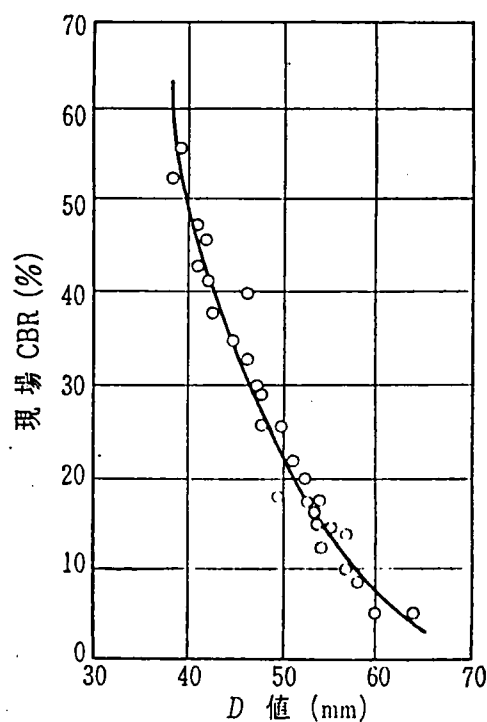


図-7.19 球体落下式 C B R 試験機による
D 値と現場 C B R の関係

7.2.5 ま と め

本節では、ラテライトおよびラテライト性土の締め固め特性、舗装路盤材として使用した場合の問題点およびその施工管理法について提案した。得られた成果をまとめるとつぎのようになる。

- (1) ナイジェリア・カドナ地方においては、化学的風化指標 $CW I$ が60～65% のラテライトおよび粗粒ラテライト性土が台地形ラテライトとして出現し、十分に締め固めることにより、乱さないラテライト性土と比較して飽和度、乾燥密度、 $C B R$ 等で大幅に特性が改善される。
- (2) ラテライトおよびラテライト性土は、その下層の $CW I$ の値が35～45% の風化残積粘土層（ C 層）と比較して、自然含水比、粒度分布、締め固めエネルギーに対する締め固め具合等、良好な締め固め特性を持つ。
- (3) $75\mu m$ 以下の細粒分が35パーセント以下のラテライト性土の場合、40パーセント以上の水浸 $C B R$ を持ち、密度さえ同じならば、日本のまさ土と同様の傾向を持つ。
- (4) 熱帯サバンナ気候における道路路盤材の仕様は、温帯地域の路盤材の仕様である塑性指数の規定を適用すると厳しすぎ、現地に発生するラテライトの利用をさまたげる。この点については気候区も考慮して熱帯地域のより統一的な仕様の統一が望まれる。
- (5) カドナ地方における石油精油所建設プロジェクトにおいては、初期の道路路盤材の仕様を、ラテライトおよび粗粒なラテライト性土を利用したものに変更し、施工を行なったが、3年間の観察の結果、仕様変更の妥当性が確められた。
- (6) タンク基礎パッド部にラテライトおよびラテライト性土を利用することは、ナイジェリアのプロジェクトにおいて、経済的でしかも、工学的にも非常に妥当なものであった。
- (7) ラテライトおよびラテライト性土の締め固め管理に、球体落下式 $C B R$ 試験機は、迅速簡便な試験機であり、多くの締め固め管理に適用した。

7. 3 基礎地盤としてのラテライト性土

カドナ地方の石油精油所建設に当たっては、数多くのフーチング基礎やタンク基礎を建設する必要があったが、それらの構造物建設のために地耐力を含めた乱さないラテライト性土質地盤の土質工学的性質を知ることが是非とも必要になった。

本節では、ラテライト性土地盤で行なった種々の原位置試験を紹介するとともに、タンク建設に伴う品質管理の方法、水張り試験の結果等について紹介する。

7.3.1 乱さないラテライト性土地盤工学的性質

カドナ地方における建設プロジェクトでは、圧密試験、一軸圧縮試験や、5章で述べたような種々の土質試験（三軸圧縮試験、標準貫入試験等）を行うとともに、地盤調査の迅速化を計るため平板載荷試験による地盤反力係数 K_{30} 、降伏応力 P_y と球体落下式CBR試験、プロクター貫入試験、現場CBR試験の各試験を同じ地盤上で同時に行い、土質試験相互間の相関を求めた。

試験結果の一覧を表 7.5に示す。

① 圧密試験

建設予定地のCWIの値が45～60% ラテライト性土およびCWIの値が35～45% 花崗岩質風化残積土地盤試料の圧密試験の代表例を示すと図- 7.20 のようになる。圧密降伏応力は深度の浅い、ラテライト性土の部分程大きく、9mから12mの深度の土質（C層）で最も小さくなっている。（図-7.21 参照）。これは、5.3.2で示したN値や粘着力 C_u がラテライト性土層（B層）で大きく、土の乾燥密度もC層より大きいことに対応していると思われる。また、12m付近の試料は砂分も比較的多く、図-7.20 に示すように圧密降伏応力も明確でない。

一般に日本のまさ土においては、圧縮指数 $C_c = 0.408 e_0 - 0.112$ という提案式が提案されている（図-7.22 参照）。これと比較するとカドナ地方のラテライト性土は、一般に同じ間げきでも圧縮指数 C_c の値が小さく、圧密量が小さいことがわかる。

② 平板載荷試験

平板載荷試験に当たっては、村山・柴田らの粘土のクリープ強度の考え方を参考にし¹¹⁾、また試験の迅速化を計るため、一段の載荷段階を15分とし、段階毎に荷重を増加させてゆく方法によって、地盤反力係数 K_{30} (kgf/cm²) を求めた。

図-7.23、写真-7.4に試験方法を示す。

表-7.5 乱さないサラテイト性土の土質試験結果

No.	深 度 (m)	単位体積重量 ρ (g/cm ³)	含水比 ω n (%)	乾燥密度 ρ_d (g/cm ³)	地盤反力係数 K_{30} (kgf/cm ³)	降伏応力 P_y (kgf/cm ²)	現場CBR (%)	球体落下式 CBR (mm)	プロクター 貫入値(psi)	<75 μ m (%)	間げき比 e _o	飽和度S _r (%)
1	6.0	1.851	24.9	1.482	10.6	7.25	11.9	54.0	2230	59.3	0.889	78.0
2	6.0	1.783	18.6	1.509	27.2	9.70	22.6	51.9	3232	52.8	0.855	60.9
3	1.0	1.847	21.4	1.521	19.2	4.00	14.1	55.3	2140	48.0	0.841	71.2
4	2.0	1.930	13.5	1.701	34.0	強すぎて 測定不能	42.9	41.5	6426	29.7	0.646	58.5
5	4.0	1.830	21.4	1.567	11.6	5.0	—	62.0	2640	50.7	0.787	76.1
6	1.5	1.882	18.3	1.592	強すぎて 測定不能	強すぎて 測定不能	40.2	47.2	4672	31.9	0.759	67.5
7	1.5	1.859	16.0	1.603	48.0	7.0	35.4	45.5	4720	62.7	0.747	60.0
8	2.5	1.919	18.0	1.626	11.2	4.9	18.5	49.3	2346	60.2	0.722	69.8
9	2.5	1.859	17.5	1.582	12.2	—	19.0	—	2450	61.1	0.768	63.4
10	4.5	1.837	24.8	1.472	16.0	5.5	17.5	54.1	3253	62.5	0.902	77.0
11	2.5	1.819	16.8	1.557	66.0	12.0	≒80	37.6	5200	21.5	0.798	58.9
12	2.0	1.765	15.4	1.529	8.2	4.2	9.8	57.0	1812	62.5	0.831	51.9
13	0.5	1.796	21.3	1.484	19.6	4.8	17.0	53.5	2340	70.3	0.887	67.2
14	2.0	1.937	18.5	1.635	36.8	10.0	29.5	48.0	3500	45.0	0.743	71.0

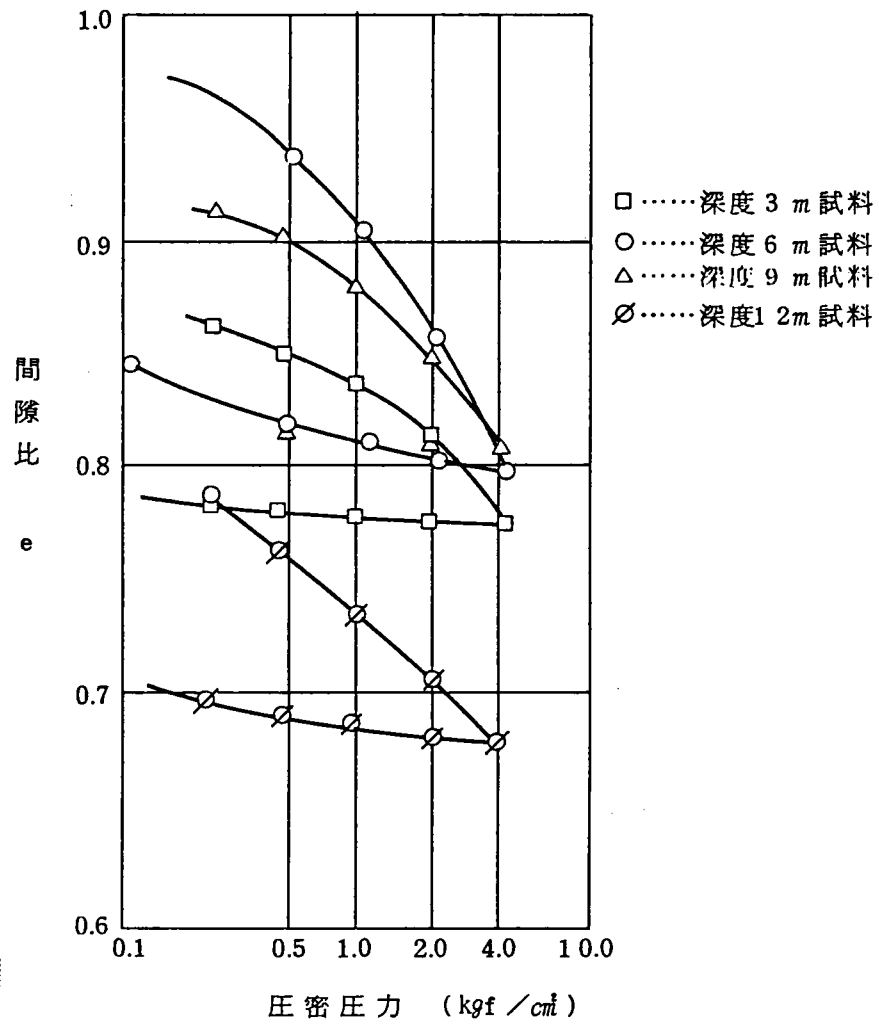


図 7-20 風化残積土の圧密試験

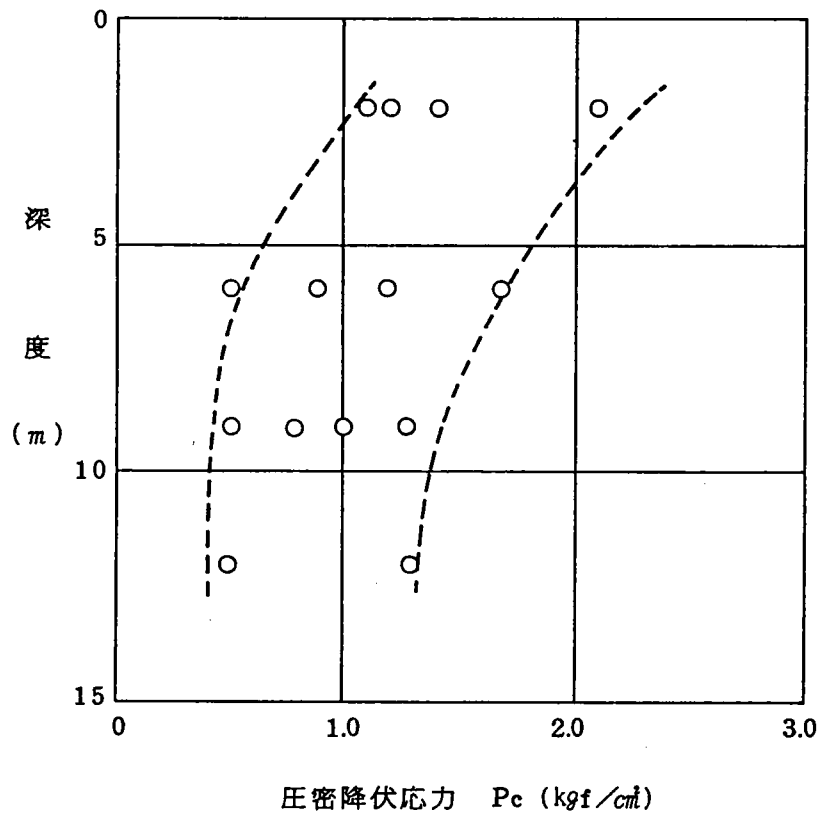


図-7.21 圧密降伏応力と深度の関係

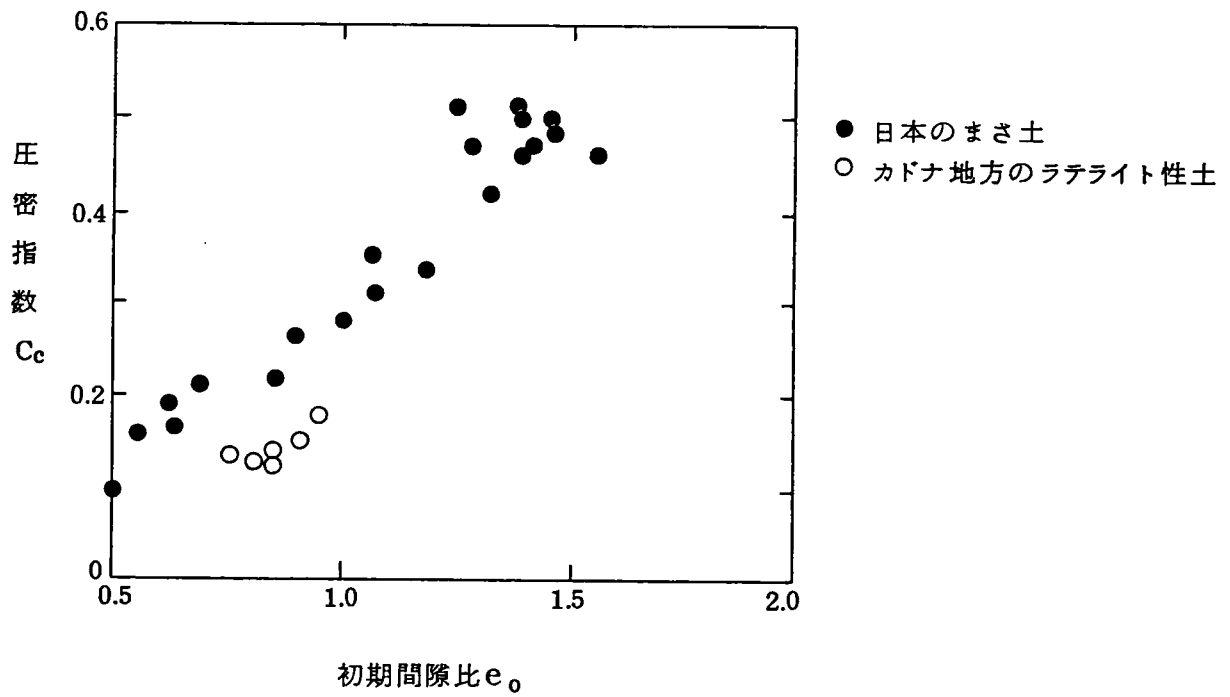


図-7.22 圧縮指数 C_c と初期間隙比 e_0 の関係

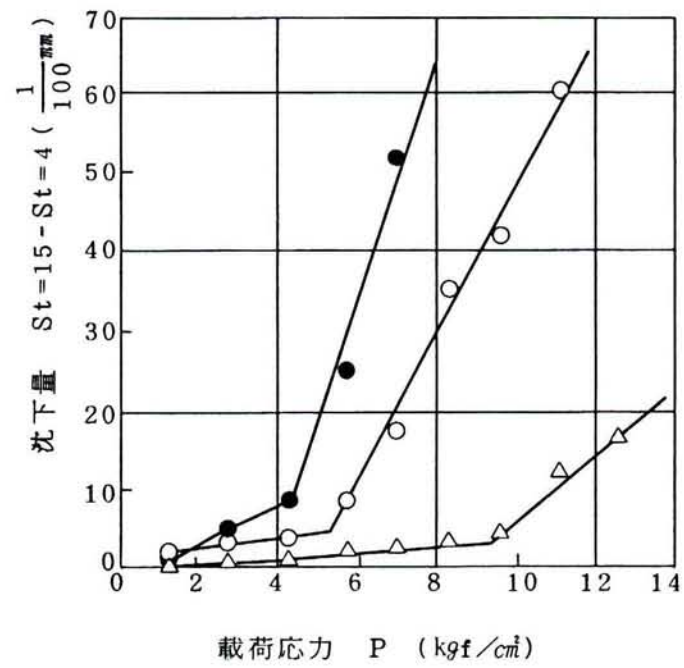


図-7.23 平板载荷試験における降伏応力



写真-7.4 ラテライト性土地盤での平板载荷試験

③ 一軸圧縮試験

建設サイトにおいては、参考データとして、不定期に一軸圧縮試験を行なった。

(写真 7.5参照)。ラテライト性土層であるB層および地表から 7～ 8mまでのC層試料の一軸圧縮強度は 2～ 4kgf/cm²とかなり大きく、C層では白色粘土層より紫色部粘土層で強度が大きかった。図-7.24 に紫色部斑状粘土層試料の応力～ひずみ関係を示す。

④ プロクター貫入試験

A S T M D - 1 5 5 8 に規定された土の貫入試験の一種であり、本来締め固めた土の貫入抵抗を測定するためにプロクターによって発明された試験法である。本試験が施工管理の一貫として、使用可能かどうか他の試験と組み合わせて調べたが、74 μ m以下の細粒分が少ない粗粒ラテライト性土の場合、誤差が大きかった。

⑤ 球体落下式 C B R 試験

7.2.4で既に述べたように乱さないラテライト性土地盤に対しても球体落下 C B R 試験を適用し、現場 C B R の値を測定するとともに他の試験との相関を調べた。

⑥ 現場 C B R 試験

ダンプトラックを反力体にして、現場 C B R 試験を行なった。

これらの試験値の相関を求めると、図-7.25、図-7.26 のようになる。

球体落下式 C B R 試験値である D 値 (mm) は、図に示すように現場 C B R、地盤反力係数 K_{30} (kg/cm²) と相関が良く、平板載荷試験による降伏応力 P_y (kgf/cm²) やプロクター貫入抵抗 (P s i) とも中程度の相関を持つことがわかる。すなわち、平板載荷試験を行わず、球体落下 C B R 試験によって、おおよその現場 C B R や地盤反力係数 K_{30} の値は、推定できることがわかる。

地盤を圧縮させる試験である現場 C B R 試験や平板載荷試験の結果が、地盤の貫入試験であるプロクター貫入試験とかなり良い相関を持つことは興味深い。(図-7.27 参照)

75 μ m以下の細粒分と各土質諸係数は、図-7.28、図-7.29、図-7.30 のような相関があり、粒度分布が第一義的にラテライト性土の力学挙動を決めていると考えられ、図-6.17 で述べた細粒分含有率と化学的風化度 (C W I) の関係より、結果として力学的特性は化学的風化度と結びつくことになる。

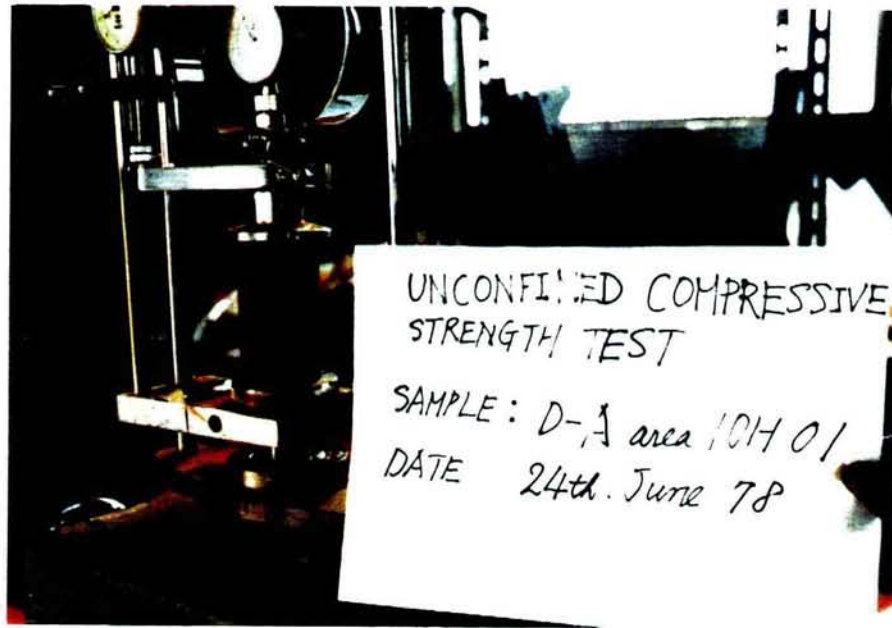


写真-7.5 採取試験の一軸圧縮試験

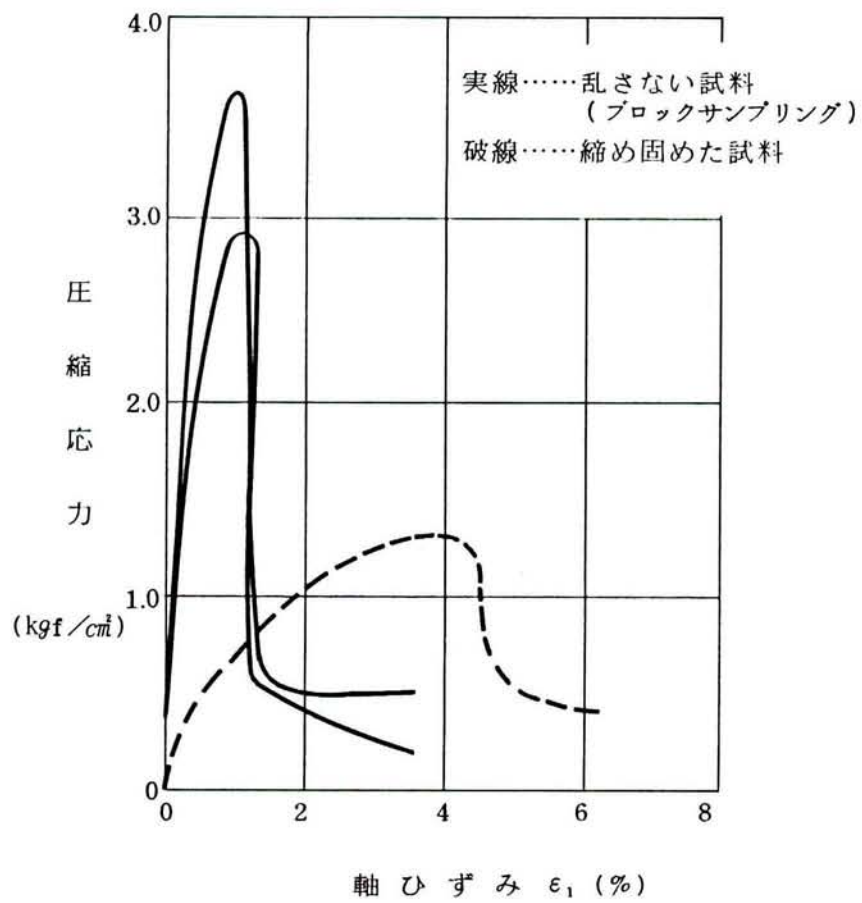


図-7.24 紫色部斑状粘土試料の応力～ひずみ関係

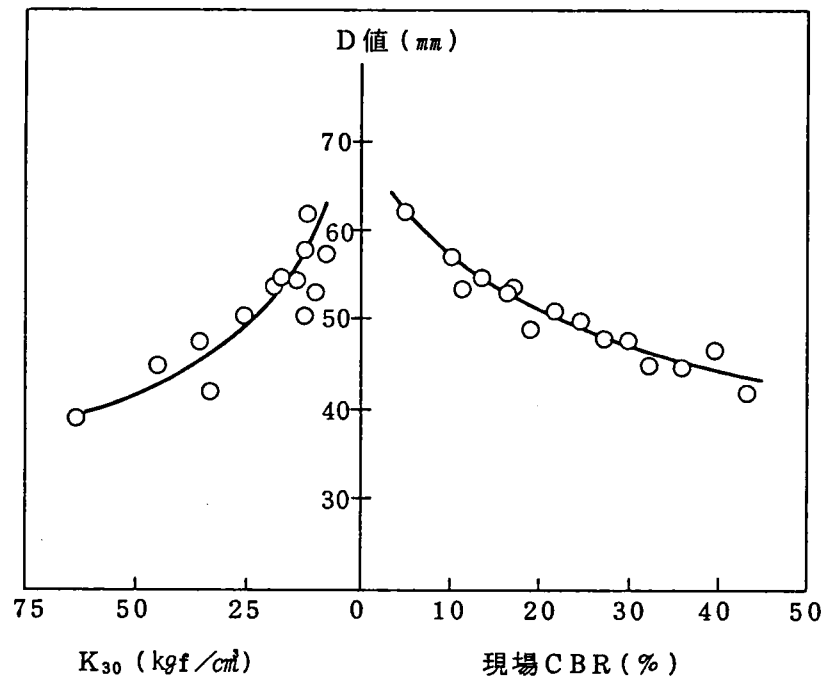


図-7.25 D 値と地盤反力係数 K_{30} 、現場 CBR の関係

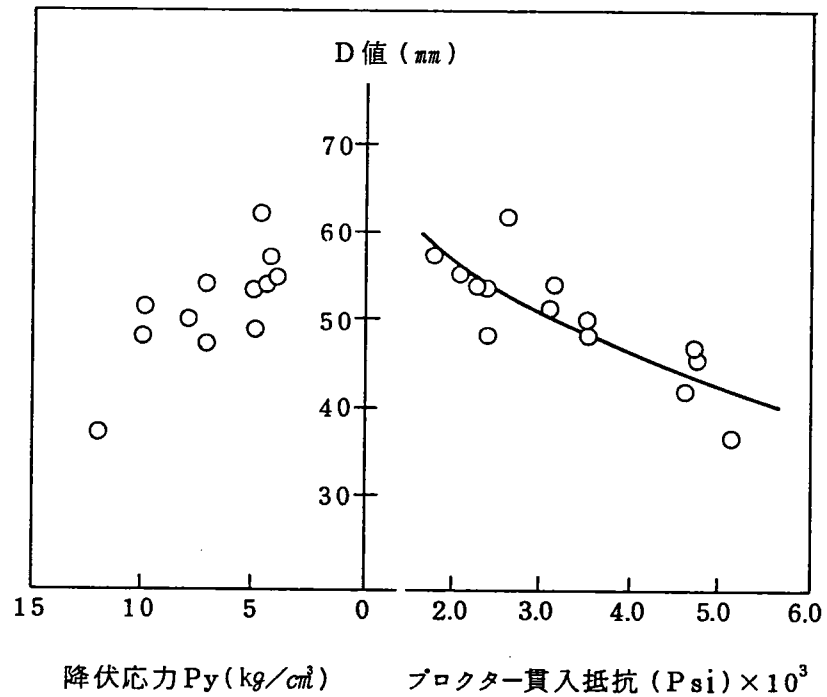


図-7.26 D 値と降伏応力 P_y 、プロクター貫入抵抗の関係

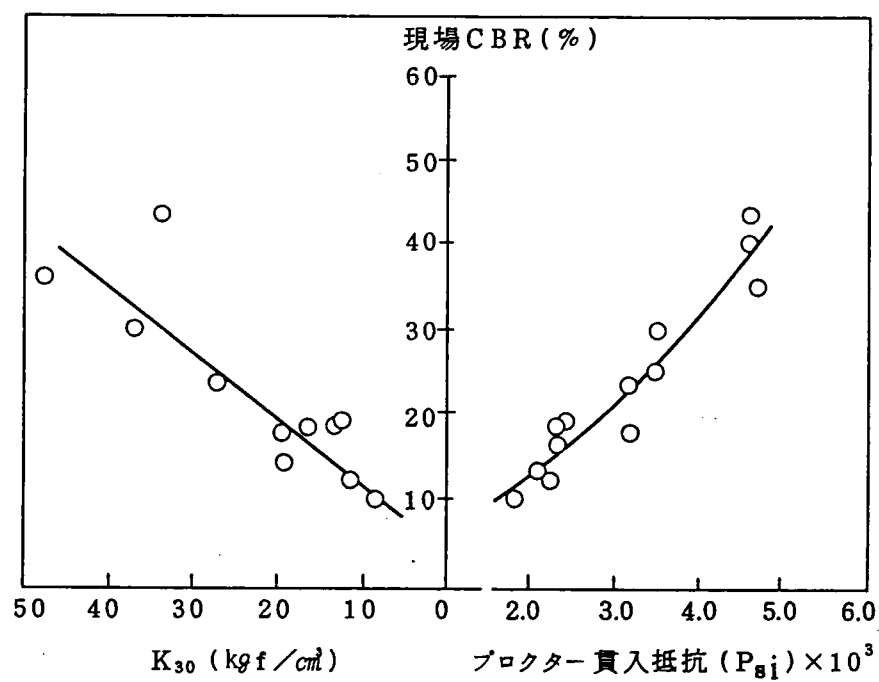


図-7.27 現場 C B R と地盤反力係数 K_{30} 、プロクター貫入の関係

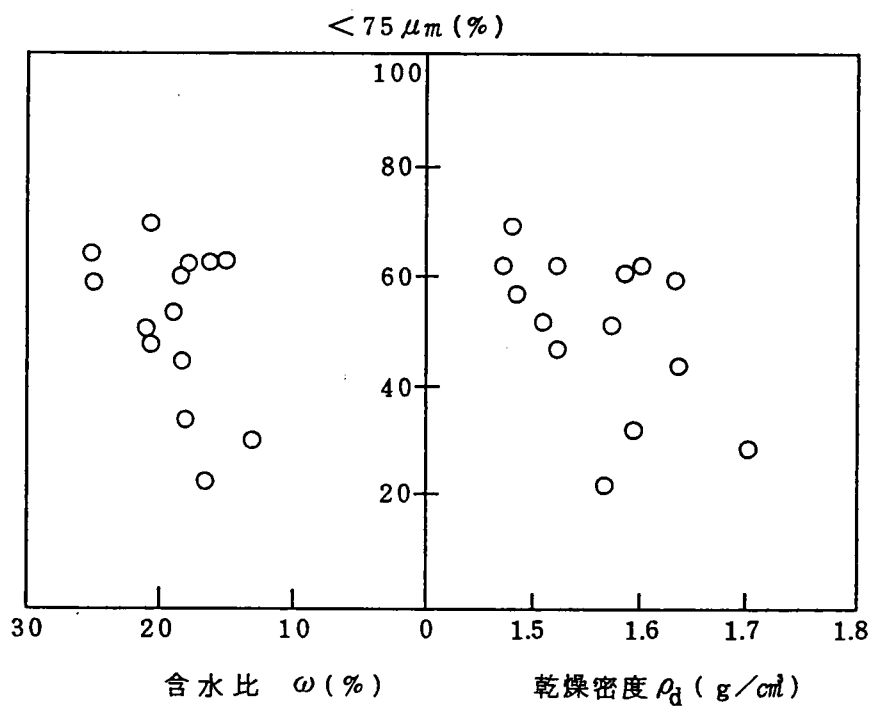


図-7.28 75 μ m 以下の細粒分含有率と含水比，乾燥密度の関係

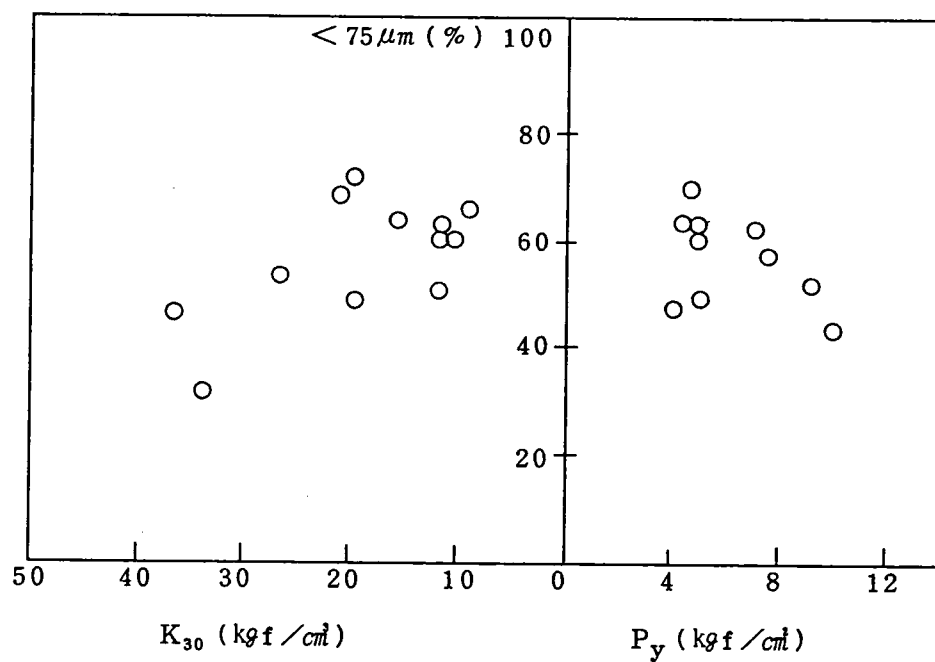


図-7.29 75 μm以下の細粒分含有率とK₃₀, P_yの関係

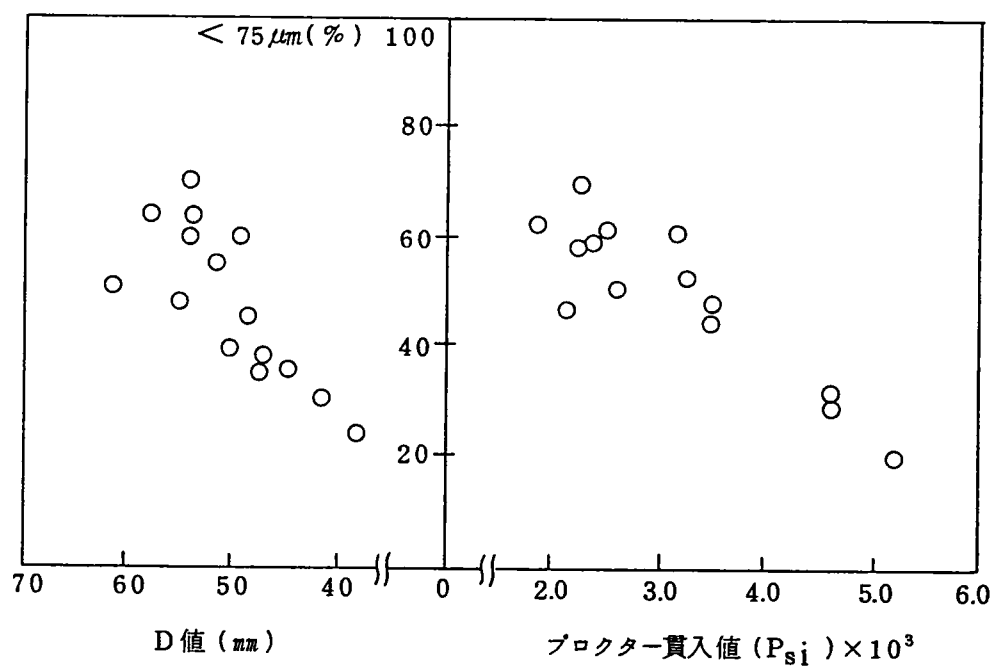


図-7.30 75 μm以下の細粒分含有率とD値, プロクター貫入抵抗の関係

7.3.2 タンク基礎の仕様と施工管理方法

大小合せて、200基以上のタンク建設に当っては、7.2.3で説明したタンク基礎仕様を基本とした。タンク建設に当っては、タンクパッドの土の締め固め管理が義務づけられていたが、球体落下式CBR試験機は、非常に迅速な施工管理法であった。実際のタンク建設および仕様に当っては、水張り試験を必ず行うことはもちろん、以下の仕様が義務づけられた。

A. タンク水張り試験を開始してからタンクを使用し、最終的な圧密が完了するまでの不同沈下は以下の限界値を守ること。

a) タンク中心と端部の勾配

直径 30 m以上のタンク 1 %

直径 30 m未満のタンク 0.5 %

b) タンク直径の反対点間の勾配

固定屋根のタンク $\alpha \leq 0^\circ 12'$

フローティングルーフ $\alpha \leq 0^\circ 8'$

c) タンク外周の2点間の相対変位量

固定屋根 (30m未満のタンク90°ごとに測定して 5cm, 30m以上のタンク45°ごとに測定して 5cm)

フローティングタンク (30m未満のタンク90°ごとに測定して 4cm, 30m以上のタンク45°ごとに測定して 4cm)

B. 水張り試験後タンク使用中の圧密沈下量 (T) は以下の許容を守ること。

直径 30 m未満のタンク $T = 8\text{cm}$

直径 30 m以上のタンク $T = 15\text{cm}$

C. 基礎の補修

異常な沈下が発生したタンクは基礎を上げ補修すること。

タンク建設に当たっては、上述の仕様を守ることはもちろん、図-7.31 に示すような水張り試験をすべてのタンクに対して行った¹²⁾。

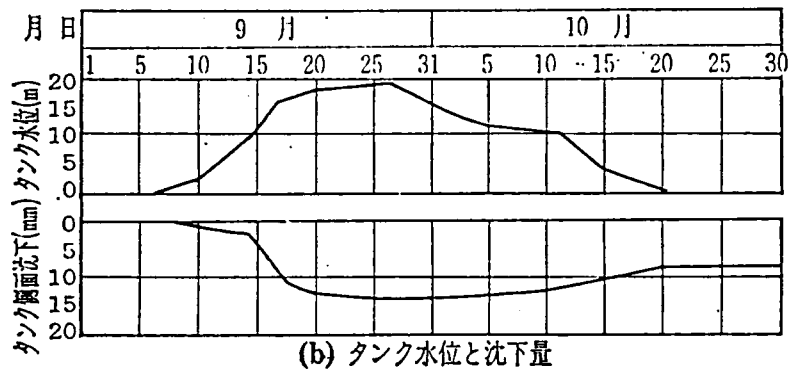
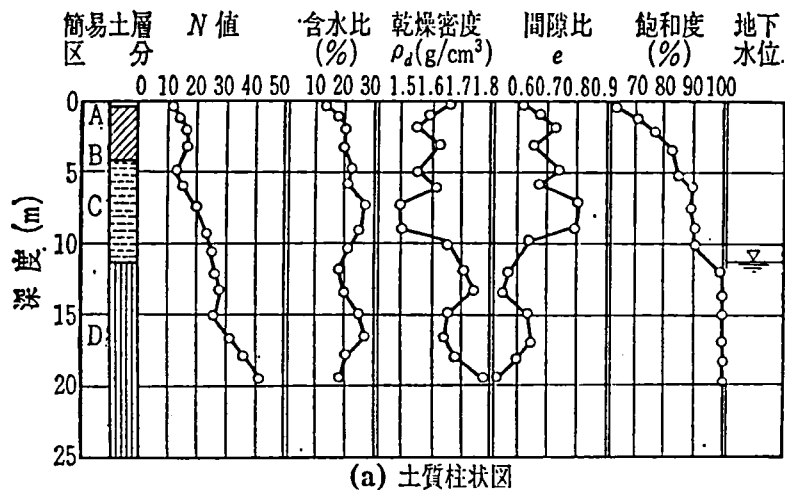


図-7.31 タンク水張り試験結果（直径30mのフローティング
ルーフタイプタンクの場合）

7.3.3 タンク沈下量の計測結果と考察

タンクの沈下量は、少なくともタンクシェル部の4点で測っているが、初期平均沈下量（S）、排水後の沈下量R（初期平均沈下量－リバンド量）をタンク径を基準にとってみると図 7.32（a），（b）のとおりになる。いずれの場合も、沈下量は少なくタンク自身に悪影響を及ぼすような値ではないことがわかる。また、SとRが盛土部切土部で異なるかどうかを調べてみると図 7.33 のようになり、どちらの場合も、初期平均沈下量Sが増加するほど、沈下量Rが増加する傾向を持っていることが分かる。すなわち、全初期沈下量のうち、盛土部、切土部とも3～4割は回復し、かなり弾性的な挙動を示すが、地盤が相対的に弱く、初期沈下量の大きなタンクほど、沈下量（塑性ひずみ）は大きい傾向を示している¹²⁾。

タンクの水張り試験によるタンクの沈下量を推定する1つの方法として、地盤を粘性土とみて一次元圧密理論がなりたつとして、圧密試験の結果から推定する方法が考えらるが、この方法で沈下量を計算してみると、

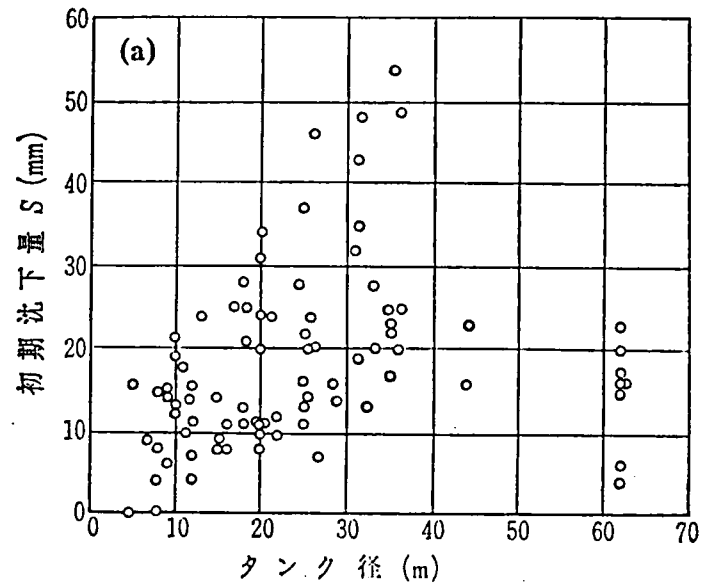


図 7-32(a) タンク径と初期沈下量の関係

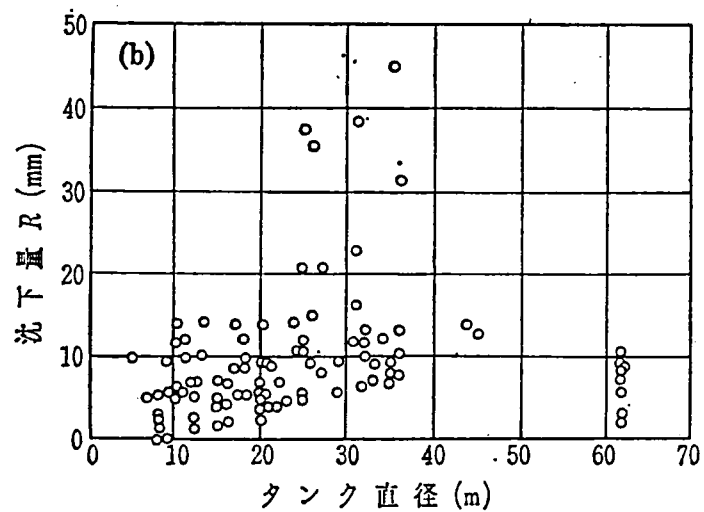


図 7-32(b) タンク径とリバウンド後の沈下量の関係

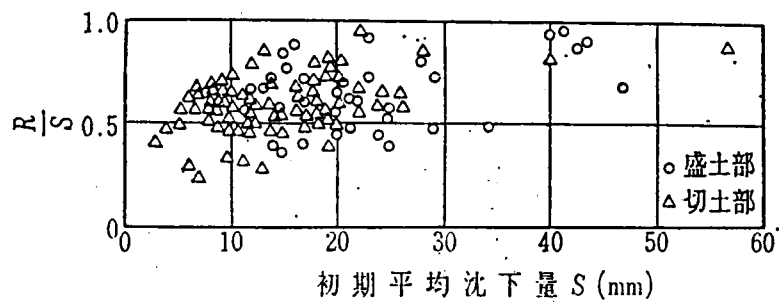


図 7-33 初期平均沈下量(S) とリバウンド後の沈下量 (R) の関係

$$\begin{aligned}
S &= \frac{Cc}{1+e_0} H \log \frac{P_v + \Delta p}{P_v} \\
&= \frac{0.15}{1+0.9} \times 10 \times \log \frac{30+20}{30} \\
&\approx 0.08 \times 10 \times \log \frac{5}{3} \approx 0.2 \text{ (m)}
\end{aligned}$$

S : 沈下量 (m)

Cc : 圧縮指数

e₀ : 初期間ゲキ比

H : 圧密層厚

P_v : 深度20m付近の上載圧 (30 t / m²)

Δp : 増加するタンク荷重 (20 t / m²)

となり、実際の沈下量である 1～5cm と比較してかなり大きな値となる。これは、1 つには、タンク荷重の場合、一次元圧密理論がなりたたないのはもちろん、粘土層の上部10m は不飽和土層であり、圧密理論を適用すること自体がなりたたないためと考えられる。

一方、N 値を利用して、Terzaghi と Peck の提案した図表より逆算した次の式を利用すると以下のようなになる。

$$S_0 = \frac{q - \gamma D_f}{1.36 N - 3} \left(\frac{2B}{B + 0.3} \right)^2$$

ここで S₀ : 短期沈下量 (cm)

q : 載荷重 (t / m²)

D_f : 根入れ深さ (m)

γ : 土の単位体積重量 (t / m³)

B : 基礎幅 (m)

N : N 値

$$S_0 = \frac{20 - 1.5 \times 0}{1.36 \times 20 - 3} \left(\frac{2 \times 30}{30 + 0.3} \right)^2 \approx \frac{20}{24} \times 4 \approx 3.3 \text{ cm}$$

となり、やや大きな値ではあるが、実測のタンク沈下量の値と近いことが確かめられる。

7.3.4 まとめ

本節では、乱さないラテライト性土地盤の土質工学的特性、タンク水張試験の結果とその考案、種々の原位置試験の相関関係について検討した。まとめるとつぎのようになる。

(1) ナイジェリア・カドナ地方の風化残積土地盤においては、地盤上層に存在する C W I の値が45～60% のラテライト性土地盤（B層）において圧密降伏応力 P_c の値が大きく、下層と比較して、固結した地盤となっている。また、全般的に圧縮指数 C_c は初期の土の間隙比 e_0 に対して、小さな値となっており圧縮性の比較的少ない土質となっている。

(2) 乱さないカドナ地方の風化残積土地盤において球体落下式 C B R 試験の値・D 値 (mm) は、現場 C B R や平板載荷試験による地盤反力係数 K_{30} (kgf / cm²) の値と良い相関があり、D 値は、簡便な地耐力試験機としても有効である。

(3) 乱さないカドナ地方の風化残積土地盤では、D 値、 K_{30} 値、プロクター貫入抵抗値等の力学値は、主に残積土中の75 μ m 以下の細粒分含有率に影響され、細粒分含有率が少ない程大きな地盤力学特性を持つ。

(4) カドナ地方における風化残積土地盤はタンク基礎地盤として、十分強度のある地盤であり、水張り試験による沈下量も10～50mm (10～20tf / m² 上載圧に対し) と比較的少ない。

(5) タンク水張り試験による沈下量を推定する方法として、オーダー的には Terzaghi と Peck による推定式が、比較的試験結果と近く、圧密を考慮した式は、沈下量を過大に見積もる可能性が高い。

7. 4 ラテライト性土の地盤改良

一般的に、ラテライト性土が分布する熱帯と亜熱帯地域においては、道路路盤建設に用いる砕石が非常に高価であり、また局所的に、路盤材としても使用可能なラテライトが存在するため、ラテライトが路盤材として使用されることもある。しかしながら、ラテライトが不足する場合は、やむなくラテライト性土をセメントや石灰で地盤改良して路盤材を建設する場合もあり、この方面に関しては、Moh¹³⁾ や Ola¹⁴⁾ の先駆的な研究がある。しかし、これらの研究は、最適含水比付近のラテライト性土を対象としたものであり、本節で紹介するように高含水比で軟弱化したラテライト性土の場合とは異なる。

7.4.1 地盤改良の目的

ナイジェリア・カドナ地方における石油精油所建設は、国際プロジェクトのため、日本のほか、アメリカ、イギリス、ドイツ、イタリア等の建設専門企業が参加した。その中で、特に、日本企業は、ほかの専門企業の作業のための正常な地盤を確保する義務を覆ったが、雨期中（4～9月）、特に6～9月は雨が多いため、地盤は軟弱化し、作業は困難をきわめた。そのため、やむなく高価なセメントを使い、ソイルセメント工法で軟弱化した地盤を改良することにした。

7.4.2 室内配合試験と現場施工

まず、試験室にて、配合試験を行った。試験に使用した代表的なラテライト性土の土性を表-7.6に示す。¹⁵⁾ 軟弱化したラテライト性土は、自然含水比が最適含水比である17%付近より大きく、たいていの場合20～25%あり、室内試験では3種類の含水比（19.7% , 25.7% , 31.7%）で配合試験を行った。締固め方法は、ASTM-D-698法に従い、2.5kgのランマーを30.5cmの高さから一層25回に分けて落下させ、締固め後、ビニール袋で密封し、20℃± 2℃の温度で養生した。

一週間経過後の一軸圧縮強度と初期含水比およびセメント混入率の関係を示すと図-7.34 , 図-7.35 のとおりとなる（セメント量はラテライト性土の乾燥質量に対して）。初期含水比のかなり大きなものは、多くのセメントを混入しても強度が弱く、実際の施工に当っては、事前の排水処理が重要なことが分かる。

表-7.6 軟弱化したラテライト性土の土性

自然含水比	比重	液性限界	塑性限界	最大粒径	<75 μ m	最適含水比	分類
19.7%	2.732	46.5	22.1	6.2mm	58%	17%	CL(ASTM) A-7-6(AASHTO)

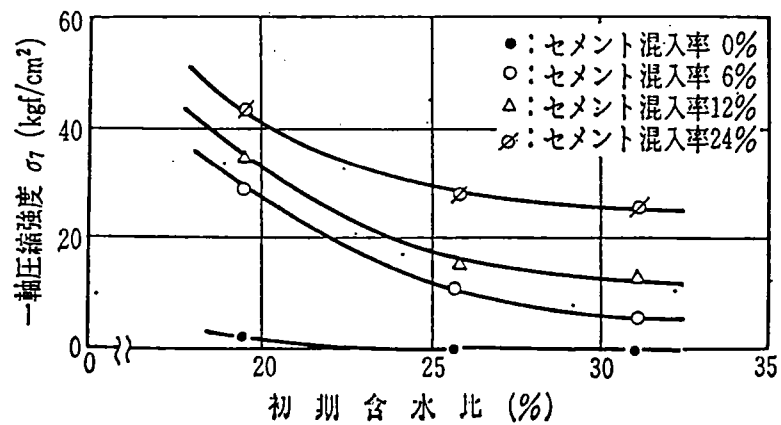


図-7.34 初期含水比と7日一軸圧縮強度の関係

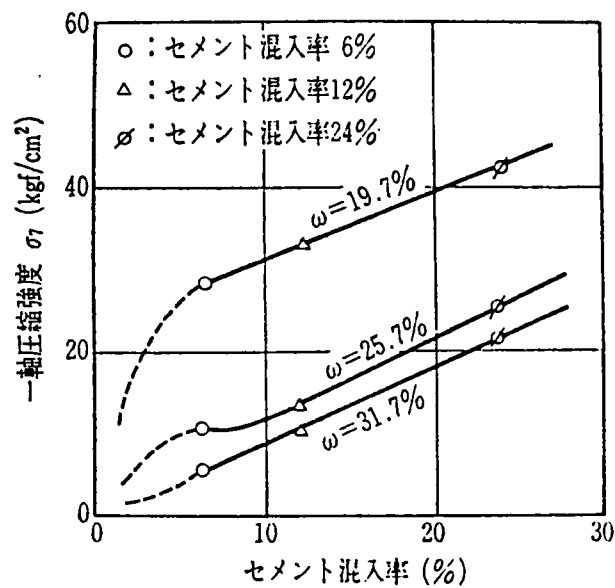


図-7.35 セメント混入と σ_1 の関係

一方、品質管理上、早期に強度を知る必要があるため、3日経過後の一軸圧縮強度 σ_3 から、7日経過後の一軸圧縮強度 σ_7 を求めた（図-7.36）。両者の関係は $\sigma_7 = 3.18 + 1.26 \sigma_3$ (kgf/cm²) で近似できそうである。また、セメントを全く混入していないラテライト性土の7日強度 ($\sigma_7 = 1.23$ kgf/cm²) が3日強度 ($\sigma_3 = 0.37$ kgf/cm²) と比較して、強度増加が著しいことは興味深い。これは、ラテライト性土は、乱れや含水比増加による強度低下が著しい反面、鉄分やアルミ分を多く含み、チキソトロピーによる強度回復も著しいためと考えられる。実際、施工に当たっては、安全側を採用し、10% のセメント混入によってラテライト性土の安定処理を行った。表-7.7にセメント安定処理を行った設計仕様を示す。現場CBR や一軸圧縮強度から判断する限り、強度のばらつきが大きかったが、何とか雨期中の施工を行い、軟弱化したラテライト性土の改良を行い、他部門の工事を可能とした。

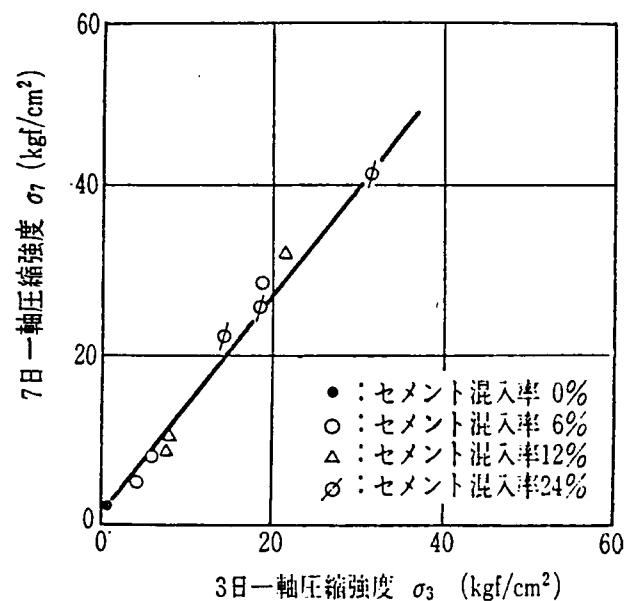


図-7.36 養生日数の違いによる一軸圧縮強度の変化

表-7.7 セメント安定処理設計仕様

ラテライト性土	セメント	目標強度
自然含水比 w_n 18～24%	130 kg/m ³	一軸圧縮強度 $\sigma_7 = 10$ kgf/cm ² 以上

7.4.3 まとめ

本節では、雨期中の施工により、高含水比のため、軟弱化したラテライト性土地盤のセメントによる地盤改良について検討した。

まとめるとつぎのようになる。

- (1) 高含水比により、軟弱化したラテライト性土に対して、セメントによる地盤改良は、有効であり、3日一軸圧縮強度から、7日一軸圧縮強度を推定できる。
- (2) セメントによる高含水比ラテライト性土の地盤改良においては、事前の排水処理が特に重要である。
- (3) ラテライト性土は、チクソトロピックな性質を持ち、時間の経過とともに、それ自身が強度を増加させる性質をもつ。
- (4) セメント安全処理工においては、現場におけるバラツキ，施工条件等を考慮して室内試験の配合そのままではなく、安全を見込めたセメントの混入が必要になる。

7. 5 結論

本章では、ナイジェリア・カドナ地方におけるラテライトやラテライト性土といった日本と比較すると風化の進んだ風化残積土地域において、乱さない風化残積土地盤の地盤工学的特性、および締め固めた風化残積土の路盤材、タンク基礎パッドとしての利用、あるいは軟弱化したラテライト性土のセメント安定処理といった実際のエンジニアリングの場での適用例について検討したものである。

第1節では風化残積土が実際のエンジニアリングの場で問題となる2つの分野、すなわち、乱さない風化残積土地盤の、強度、変形、斜面安定を問題にする場合の風化残積土地盤中の不均一性、不連続性の考え方や斜面安定が問題となる場合の破壊の要因、誘因 について既存の研究を紹介するとともに、一方の分野、風化残積土を工学的材料として取り扱い、路盤材、Low cost house用ブロック、セメント安定処理する例を紹介した。

第2節では、地形学的には、台地形ラテライトであるナイジェリ・カドナ地方の化学的風化指標CWI値が65%程度のラテライトとCWIの値が45~60%のラテライト性土を含めた風化残積土の締め固め特性について検討した。

すなわち、土の最大乾燥密度、最適含水比、CBR強度は第一義的には、土に含まれる75 μ m以下の細粒分含有率によって決められるが、地盤の風化の進み具合の違いにより、粒度分布を含めた土質工学特性が、各土層で若干異なる。いずれにしても、まさ土を含めて花崗岩質風化残積土は、比較的締め固め特性がすぐれており、乱さない風化残積土地盤と比較すると、締め固めることにより、乾燥密度、現場CBRといった地盤工学的特性が改良される一方、水浸によって、最適含水比より乾燥側の試料は強度が著しく低下する。次にラテライトおよびラテライト性土は道路舗装路盤材として使用する際、温帯地域の路盤材の仕様、特に塑性指数の規定を熱帯サバンナ地域の仕様に直接当てはめると厳しすぎる傾向があり、また不経済でもあることを各国の仕様、ナイジェリアでの経験、石油精油所建設プロジェクトにおける仕様変更の実際例から説明した。また、多くのタンク基礎建設においてもタンクパッド用材料として、ラテライトおよびラテライト性土は有用な土質材料であり、また、上述の路盤材やタンク基礎用材料の締め固め管理として、球体落下式CBR試験機による締め固め管理は、簡便な方法であり、上述の国際建設プロジェクトでも、広く使われたことを紹介

した。

一方、第3節では、フーチングやタンク基礎地盤としての乱さないカドナ地方の風化残積土地盤の地盤工学的特性を種々の室内試験、原位置試験を行うことにより検討した。すなわち圧密降伏応力 P_c は、風化残積土上層地盤であるラテライト性土地盤程大きく、また深度12m付近になると、日本のまさ土のように、圧密降伏応力が明確でなくなり、また圧密降伏応力も、上層地盤より小さくなる。また一般にカドナ地方の風化残積土の圧縮指数 C_c の値は、日本のまさ土と比較すると小さく、圧密圧縮性にとぼしい土質であることがわかった。これらの特性は、タンク水張り試験によっても確められ、直径10～70m、高さ10～20mの数多くのタンク水張り沈下試験量は、盛土部、切土部とも10～50mmと少なく、沈下量の推定には、TerzaghiとPeckの推定式が比較的合致することを確認した。また、乱さないカドナ地方の風化残積土地盤での種々の原位置試験のうち、球体落下式C B R試験値（D値）は、現場C B Rや平板載荷試験による地盤反力係数 K_{30} と良い相関を持ち、これらの値は、主に風化残積土中に含まれる75 μ m以下の細粒分含有率に左右されることがわかった。

第4節では、雨期間中の施工により、軟弱化したラテライト性土のセメント安定処理の結果について報告した。すなわち、セメント安定処理における7日一軸圧縮強度は、3日一軸圧縮強度から、推定できるが、現場施工に当っては、事前の排水処理、現場における強度のばらつきを考慮に入れ9配合設計が重要であることを確認した。また、セメントを混入しないラテライト性土も、チクソトロピックな性質により、時間の経過とともに強度は増加することも判明した。

参 考 文 献

- 1) 西田一彦：風化残積土の工学的性質、PP.70 , PP.102, PP.152 鹿島出版会
昭61年 9月
- 2) Dan,T.K.and Rohatgi,P.K. ; Scientific and technological imperatives in
laterites towards the year 2000AD.Journal of Scientific and Industrial
Research Vol.41.PP.1 ~ 7 1982.1
- 3) 高田, 門田, 末岡：熱帯風化残積土の土質工学的特性と路盤材としての利用、土と
基礎、Vol.29, No.12 , PP.27 ~ 32, 1981.12.
- 4) F.C.Townsend, E.L. Krinitzsky, D.M. Patrick ; Geotechnical properties of
laterite gravels, Engineering and construction in tropical and residual
soils, PP.236 ~ 263. 1982. Hawaii
- 5) A.B. Simon, J. Giesecke and G. Bidlo ; Use of lateritic soils for road
construction in North Dahomey, Engineering Geology, Vol. 7, PP.197~218.
1973.
- 6) M.D. Gidigasu ; Development of acceptance specifications for tropical
gravel paving materials, Engineering Geology, 19, PP.213~240, 1983.
- 7) 日本道路協会：アスファルト舗装要綱、昭50年版 P.13, 1975.
- 8) 平野 実：タンザムハイウェイのクレーム処理（I）、土木技術PP.102、31巻11号、
1976.
- 9) 村山, 植下, 齊藤, 路床土支持力比（C B R 値）の簡易測定法として球体落下試験
について、土木学会誌、44-1 昭和34年 1 月

- 10) 村山, 植下 : 球体落下試験による現場 C B R の簡易測定について、土と基礎、昭和
34.8
- 11) 村山, 大崎編集 : 基礎工学ハンドブック 載荷試験 PP.288 朝倉書店 昭39.11
- 12) 末岡, 高田, 長野, 藤原 : 路盤材としてのラテライトおよびラテライト性土—
ナイジェリア, 土と基礎 Vol.35 No.7, PP.9 ~14 ,1987.7
- 13) Moh,Z-C,Chin,Y.P.,Ng,S.C:Cement stabilization of lateritic soils,3rd Asia
Regional Conference on Soil and Foundation Engineering PP.42~46, 1967
- 14) Ola,S.A : Geotechnical properties and behavior of some stabilized Nigerian
lateritic soils, Journal of Engineering Geology Vol.11. No.2, PP.145~
160. 1978
- 15) 末岡 : 軟弱化した高含水比ラテライトのセメント安定処理, 第36回土木学会年次講
演会, PP.252~ 253, 1982.10

8. 結 論

本研究は、世界各地に分布する風化残積土、特に花崗岩起源の風化残積土を主な研究対象に選び、その風化特性、地盤工学的特性を物理的、鉱物化学的、力学および統計学的手法を使い総合的に調べ、さらにそれらの知見を実際の建設プロジェクトに適用したものである。

風化残積土における日本のこれまでの研究は、特にまさ土の研究に見られるように、風化残積土の諸特性は克明に調べるが、あくまで特殊土の用語に現れているようにローカルな土としてしか取り扱っておらず、熱帯、亜熱帯地域に多く存在するこの種の風化残積土も含めて、地球的視野で統一的に研究されることがなかった。

そこで、本研究は熱帯地域のラテライトやラテライト性土、日本のまさ土のような、風化度の異なった風化残積土の物理的、化学的、鉱物学的、力学的特性の検討から出発して、特に花崗岩質風化残積土の物理的および化学的風化作用に基づく、微視的構造の観察や鉄・アルミ分の集積に伴う諸特性の変化、さらに原位置試験や種々の土質試験値の統計的性質について明らかにした。そしてこれらの知見をもとに、熱帯から亜寒帯まで、包括的な花崗岩質風化残積土の化学的風化程度をアルミ、鉄、チタン、水分の化学成分の集積としてとらえ、それらの値の合計モルパーセントとして定量的に表現し、一方で標準貫入試験や乾燥密度、間げき率といった土質試験結果のばらつき度合の違いも利用しながら、風化残積土地盤の土層分類を試みた。さらに実際の海外における風化残積土地盤の建設プロジェクトにおいて、これらの知見を適用し、大量の盛土工事や経済的で耐久性のある道路路盤やタンク基礎、さらに風化残積土地盤のソイルセメント安定処理を実施し、有効性を確認した。

著者が示した、物理化学的アプローチによる風化残積土の風化度判定の手法は、今後世界の風化残積土を相手にする地盤工学者 (Geotechnical Engineer) や研究者にとって、共通でしかも有効なものと考えられ、さらに土質試験値のばらつきを考慮した、風化残積土地盤の研究は、将来、信頼性理論に基づく土木構造物の設計の基礎となるものである。

また、ラテライトおよびラテライト性土地盤における実際のエンジニアリングの適用に関しては、日本で極端に情報が不足しており、今後増大が予想されるODA (政府海外援助) 等のための基礎的データとなりうるものである。

ここにおいて改めて、本論文の全体の要旨を概観して各章ごとに研究の骨子を明らかにする。

第1章では、風化残積土を世界的規模で取り扱わなければならなくなった工学的な背景や日本および世界における風化残積土の定義そのものが国際的に不統一なことを明らかにした。さらに風化残積土の地盤工学的問題点を10項目挙げ、それらの研究の重要性和意義を整理した。

第2章では、風化残積土が岩石の物理的・化学的風化作用の結果、生成された物質であることを全地球的規模で整理し、風化要因の中でも重要な気候、母岩の種類、生物活動、時間について説明を加えた。さらに地球上には、一般的にDuricrustと呼ばれる風化生成物があることを述べ、熱帯地方に主に分布するラテライトもこの一種であり、ラテライト性土は、その中間生成物ともいふべき土質であることを述べた。特にラテライトおよびラテライト性土については、次章以降の予備的知識として、その分類、分布、定義、起源等の研究成果を紹介、整理した。

第3章では、ナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ地域、日本鳥取市の花崗岩質風化残積土地盤の現地調査を行い、特にその物理的性質を取りあげ、生成年代や生成場所の異なる花崗岩から生成した風化残積土地盤上層の粒度分布、間げき率、含水比、土質分類がその風化程度の違いや地盤深度の違いにより、どのように変化し、また各々の地域では、どの程度異なっているかについて、明らかにした。特に、ナイジェリア・カドナ地方やオーストラリア・ダーリングレンジ付近の土層断面においては、その上層と比較するとTalbotの曲線の点からも締め固めには、あまり適さない土質であることを明らかにした。土質分類的には、カドナ地方でML、MH、CH、CLに分類されるものが多く、一方、オーストラリア・ダーリングレンジ付近では、ML、OH、OL、MHが多く、日本のまさ土ではSMが卓越しており、風化度の違いにより、粒度分布や液性・塑性限界が異なることを明らかにした。

第4章では、第3章で取り上げた3地域の花崗岩質風化残積土を含む世界各地の風化残積土試料に対し、X線解析、強熱減量測定、CEC測定、電子顕微鏡による微視的構造の解明や試料の脱鉄処理により、物性の変化を調べる等、風化残積土に対し、鉱物化学的手法を使い検討を加えた。熱帯地域の花崗岩質風化残積土地盤では、日本のまさ土に見られるように、強熱減量と間げき率の関係は、一様増加の関係ではなく、風化が進

み、強熱減量は増加するが、間げき率は地表付近で減少することが多いことを指摘した。

一方、構成粘土鉱物は、日本のまさ土においてカオリナイト、メタハロイサイト、イライト、モンモリロナイト、ハロイサイトと多種類でしかも比較的C E Cの大きな粘土鉱物で構成されるのに対し、オーストラリア・ダーリングレンジやナイジェリア・カドナ地方の場合、カオリナイトを主体とし、ヘマタイト、ゲーサイト、ギブサイト等の鉄・アルミの三二酸化物を中心とした比較的C E Cの低い鉱物で構成されていることを明らかにした。そして、熱帯地方の風化残積土において鉄・アルミ成分のうち鉄分がどのように土の性質に影響をおよぼしているかを調べるため、試料の脱鉄処理を行い、粒度分布、液性・塑性限界、C E C測定、X線解析、化学成分の変化を調べた。その結果、鉄分は、粒度分布を見かけ上、粗いものにする働きがある一方、カオリナイトを主体とする土質に対しては、液性・塑性限界を増加させる一方、温帯地域の泥岩起源の風化残積土に見られるようにモンモリロナイトを主体とする土質に対しては、液性・塑性限界を減少させる働きがあること、泥岩起源の風化残積土では、C E Cを減少させ、花崗岩起源の風化残積土では、C E Cを増加させる働きがあることが明らかになった。すなわち、鉄分の働きは、風化残積土の母岩の種類や粘土鉱物の種類によって左右され、またこれらの原因として、風化残積土の微視的構造が強く影響を及ぼしていることが推測され、その土の微視的モデルを提案した。

第5章では、風化残積土断面における工学的土層分類の重要性の意義を明らかにし、従来からの土層分類の整理を行うとともに、その適用限界について述べ、特にナイジェリア・カドナ地方での建設プロジェクトにおいて採用した、風化残積土の不均質性と風化程度に着目した土層分類法について検討した。すなわち風化残積土断面の土層分類法は、整理するとN値による方法、間げき率とその微視的構造による方法、土の形態的特徴や弾性波速度による方法、粒度分布による方法に分類されるが、ナイジェリア・カドナ地方では、地表からの深度、すなわちほぼ風化度合の違いにより、乾燥密度、間げき率、強熱減量、5 μ m以下の細粒分含有率、自然含水比、飽和度、標準貫入試験値とそのばらつき度合が異なり、これらの値を利用した総合的土層分類法を提案した。すなわち地盤上層（G L -0 ~ -12m）と地盤下層（G L -12m ~）とは、土性値やそのばらつき度合が異なり、地盤上層でも深度5 m付近を境にして、強熱減量、間げき率、乾燥密度、細粒分含有率の値は異なっていることが判明した。また、標準貫入試験値の深度

毎の分布は、正規分布というより、対数正規分布に近似され、また地表地盤上層の値は、下層よりばらつき度合が2倍程、大きなものになっていることが明らかになった。この原因としては、風化残積土地盤における深度の違いによる風化度の不均質性および同じ深度でも不均質な風化度の違いがその原因として考えられた。一方、三軸圧縮試験（UU試験）による粘着力 C_u は主に間げき率と相関があり、結果として化学的風化程度の大きな地盤上層でかなり大きな粘着力の値をもっていることが明らかになった。

第6章では、風化の中でも特に重要な化学的風化過程に着目して、世界の花崗岩およびその風化残積土を対象に、その化学的風化度を定量的に判定でき、工学的にも利用できる化学的風化指標（Chemical Weathering Index = C W I）を提案し、この指標に基づく花崗岩質風化残積土の用語の統一的定義を提案した。ナイジェリア・カドナ地方、オーストラリア・ダーリングレンジ付近、日本・鳥取市や三河高原、島根県におけるこの種の風化残積土地盤の既存データも利用して、花崗岩質風化残積土地盤の深度毎の化学成分を調べ、新鮮な花崗岩では、 $C W I = Fe_2 O_3 + Al_2 O_3 + TiO_2 + H_2 O$ （±）のモルパーセントは13～15パーセントとほぼ一定であり、しかも風化の進行とともにC W Iの値は、単調増加し、しかもその物理的状态（新鮮岩、風化岩、風化残積土、ラテライト）と定量的に対応しており、C W Iの値を使って岩盤分類、土質分類、風化度分類が可能となることを明らかにした。また、同じ風化残積土でもC W Iを使って定量的に表示することにより、世界各地のこの種の風化残積土を比較する共通のものさしとなり、また、この種の土質の用語の定義もより明確になることを示した。

最後に第7章では上述した風化残積土の諸特性に関する知見をもとに、実際の国際プロジェクトの場で乱さない風化残積土としてのC W I値45～60%のラテライト性土、および土質材料としてのC W I値約65%のラテライトおよびラテライト性土のいくつかの地盤工学的な適用例について検討した。すなわち、ナイジェリア・カドナ地方における国際石油製油所建設に際して、数多くのフーチング基礎やタンク基礎を建設するため、まず乱さないラテライト性土地盤の地盤工学的諸特性を求めた。圧密降伏応力は地盤上層程大きな値となっている一方、深度12m付近になると明確でなくなり、圧縮指数 C_c も日本のまさ土と比較すると同等の間げき率でも小さいこと、その反映として多数のタンク水張り試験沈下量が10～50mmと比較的小さな値であり、タンク基礎地盤として十分強度があることを確認した。一方、ラテライト性土を含めた締め固めたラテライト性土に

においては、風化度の違いによる細粒分含有率や鉄、アルミ成分の含有率により、最大乾燥密度、最適含水比、C B R強度が左右され、道路路盤材、タンク基礎パット用として、非常に経済的で耐久性のある材料であることを明らかにした。特に、路盤材としての仕様は、温帯地域の路盤材における塑性指数の規準は熱帯サバンナ気候地域の仕様としては、厳しすぎることを諸外国の仕様と実際のプロジェクトにおける仕様変更の例をとりあげ説明した。また、上述のプロジェクトにおいては、雨期中の施工によりラテライト性土地盤が軟弱化したが、室内配合試験をもとに、ソイルセメント工法を実施し、特に強度のばらつき、ラテライト性土のチクソトロピックな性質を考慮すれば、所定の強度で施工でき、地盤改良工法として、有効な方法であることを明らかにした。

本研究で示した、全地球的視野に立ったラテライトおよびラテライト性土そしてまさ土等、風化残積土の工学を目的とした物理化学的研究および熱帯土に関する統一かつ本格的な地盤工学の適用については、日本では恐らく始めてのことであり、従来の日本におけるまさ土の研究も、熱帯における風化残積土の研究と結びつけることにより、一般性、世界性、汎用性を持つことができると考えられる。

今後の研究課題として、化学的風化指標は、主に花崗岩起源の風化残積土のみについて研究を行なったが、より多くのデータが必要なのはもちろんのこと、さらに一般的にはあらゆる種類の風化残積土に対し、化学的風化度を定量的に定義できることが必要と考えられる。また、工学的には、多くの化学成分を使用することは不適切と考えられ、より簡便な方法の提案も必要と考えられる。さらに実際のエンジニアリング分野への適用に関しては、7章の図 7.2で示したような分野にラテライトの適用、利用が考えられており、多くの経験の収積と国際的な意見の交換が早急に必要と考えられる。